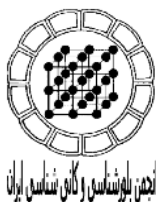
مجله
بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران



مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۹، از صفحهٔ ۱۷ تا ۳۶

سنگ شناسی، زمین‌شیمی و شیمی‌کانی توده نفوذی شهرک (شرق‌تکاب، شمال‌غرب ایران)

حمید قریشوندی، علی اصغر سپاهی*، محمد معانی جو

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۹۷/۱۱/۶، نسخه نهایی: ۹۸/۳/۸)

چکیده: توده نفوذی شهرک در مرز بین استان‌های آذربایجان غربی و کردستان قرار دارد. ترکیب سنگ‌شناسی این توده نفوذی شامل گرانودیوریت، مونزونیت، مونزودیوریت و مونزوگابرو است که به درون واحدهای رسوبی با سن الیگومیوسن و دگرگونی‌های با سن کرتاسه و پرکامبرین نفوذ کرده است. بررسی‌های شیمی‌کانی در سنگ‌های گرانودیوریتی تا مونزوگابرویی نشان می‌دهد که پلاژیوکلازها دارای ترکیب لابرادوریت تا بیتونیت و کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت هستند. دما- فشارسنجی بر کانی‌های پیروکسن دمای تشکیل این کانی‌ها را ۹۰۰ تا ۱۲۵۰ سانتی‌گراد و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها را حدود ۶ تا ۱۰ کیلوبار برآورد می‌کند. بررسی‌های زمین شیمیایی سنگ‌کل نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها ماهیت متاآلومین و آهکی قلیایی دارد. در طیف چند عنصری بهنجارشده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، غنی‌شدگی مشخصی از عناصر خاکی نادر سبک LREE نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین HREE و تهی‌شدگی از Ti، P، Ta و Nb دیده می‌شود که از ویژگی‌های بارز سنگ‌های کمان‌های آتشفشانی مناطق فرورانش است. همچنین براساس نمودارهای مختلف زمین‌ساختی ماگمایی، این سنگ‌ها در محیط کرانه فعال قاره‌ای قرار دارند. بر پایه عناصر خاکی‌نادر، ماگمای مادر سنگ‌های مورد بررسی احتمالاً از یک گوشته غنی‌شده است.

واژه‌های کلیدی: *توده نفوذی شهرک؛ شرق تکاب؛ شیمی‌کانی؛ کرانه فعال قاره‌ای.*

مقدمه

منطقه مورد بررسی در شمال‌غرب ایران در ۳۰ کیلومتری شرق تکاب قرار دارد (شکل ۱) و از نظر جغرافیایی، بخش‌هایی از استان‌های آذربایجان غربی و کردستان را در بر می‌گیرد. این منطقه در مختصات جغرافیایی ″۰۰´۱۹ °۳۶ تا ″۱۰´۲۵ °۳۶ عرض شمالی و ″۵۰´۲۰ °۴۷ تا ″۵۴´۳۳ °۴۷ طول شرقی واقع است. ویژگی‌های بارز زمین‌شناسی خواه زمین‌ساختی، ماگمایی، دگرنهادی، چینه‌شناسی یا کانی‌زایی در دو گستره زمانی پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین و ترشیری باعث شده است که چهارگوش تکاب به‌عنوان یک ایالت فلززایی مهم مطرح گردد. در منطقه مورد بررسی به علت وجود کانسار آهن شهرک و کوکورا، پژوهش‌های متعددی پیرامون خاستگاه این کانسارها صورت گرفته، ولی تاکنون بررسی‌های زمین‌شناسی برای تعیین دقیق ترکیب سنگ‌شناسی این توده نفوذی و نیز زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی آن انجام نشده است. برای مثال، عزیزی [۱] سنگ‌های دگرگونی مجاورتی اطراف اسکارن آهن منطقه شهرک را بررسی کرده و محلول‌های گرمابی ناشی از توده‌های ماگمایی اسیدی و حدواسط را عامل دگرگونی مجاورتی، دگرنهادی و اسکارن‌زایی آهن در منطقه دانسته است. سالمی [۲] پژوهشی پیرامون کانی‌نگاری و زمین شیمیایی توده سنگ آهن شهرک ۱، شرق تکاب و سیال‌های درگیر و زمین‌شیمی در کانسار آهن کورکورا-۱ (شهرک، شرق تکاب) انجام داده است. در این مقاله، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، محیط زمین‌ساختی و خاستگاه توده نفوذی شهرک بررسی شده است.

روش بررسی

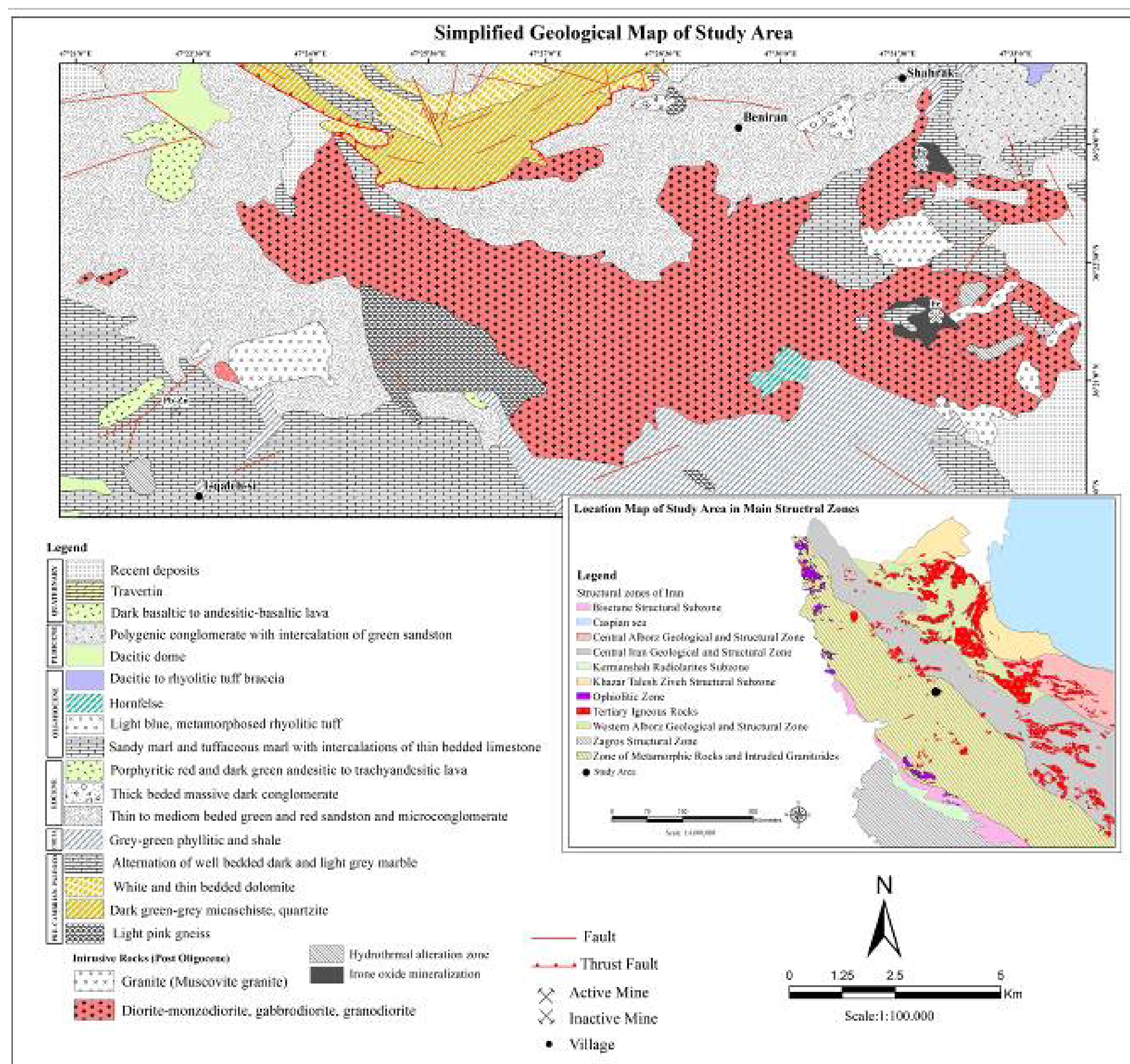
به منظور بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی بر

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۳۱۲۲۱۶۹، نمابر: ۰۸۱۳۸۳۸۱۱۷۲، پست الکترونیکی: aasepahi@gmail.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.2.2]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.17]

سنگ‌های توده‌های نفوذی، پس از بررسی شواهد صحرایی و بازدید از رخنمون‌های مختلف، تعداد ۸۰ نمونه سنگی از واحدهای مجموعه نفوذی مورد نظر برداشت گردید و سپس، از آن‌ها مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری، تعداد ۱۴ نمونه از این توده که سالم و غیرهوازده بودند برای بررسی‌های زمین شیمیایی انتخاب گردید. نمونه‌ها پس از خردایش و آماده‌سازی در دانشگاه بوعلی‌سینا، به منظور تجزیه شیمیایی و اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب با روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به آزمایشگاه Acme کانادا ارسال شد. همچنین تعداد ۴ مقطع از بین ۸۰ مقطع گرفته شده از نمونه‌های سالم، برای تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی (EMA) توسط دستگاه Cameca, SX100 با ولتاژ ۱۵ کیلوالکترون ولت، اندازه باریکه الکترونی ۵-۳ میکرون و جریان ۲۰ نانو آمپر انتخاب شد. بررسی‌های شیمی‌کانی و تهیه تصاویر الکترونی از کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ‌های گرانودیوریتی تا گابرودیوریتی در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد.



شکل ۱ جایگاه توده نفوذی شهرک در نقشه زمین‌شناسی ساده شده [۴،۳].

زمین‌شناسی

بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری ایران، منطقه مورد بررسی بخشی از پهنه آذرین نفوذی- دگرگونی سنندج- سیرجان است [۳، ۴] (شکل ۱).

پهنه آذرین نفوذی- دگرگونی سنندج- سیرجان از پویاترین پهنه‌های زمین‌ساختی ایران به شمار می‌رود و به علت وجود حجم گسترده‌ای از توده‌های ماگمایی و گسترش فرایندهای دگرگونی، پیچیدگی‌های زمین‌ساختی ویژه‌ای دارد. بارزترین رخداد دگریختی و دگرگونی آن به پدیده باز و بسته شدن اقیانوس تتیس جوان وابسته است و به دوره ژوراسیک و کرتاسه باز می‌گردد [۵]. توده‌های گرانیتوئیدی فراوانی که در این پهنه برونزد دارند بیشتر ماهیت آهکی قلیایی نوع I دارند و خاستگاه آنها کمان قاره‌ای است [۶، ۷]. بسیاری از توده‌های نفوذی این پهنه سن ژوراسیک تا پالئوسن دارند [۷، ۸].

سنگ‌های منطقه مورد بررسی از قدیم به جدید شامل دگرگونه‌های پرکامبرین (شیست و مرمر، مقدار کمی آمفیبولیت و گنیس)، سنگ‌های شیلی، اسلیتی و فیلیتی کرتاسه، سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی ائوسن، نهشته‌های آواری الیگوسن، نهشته‌های آواری-کربناتی الیگومیوسن، نهشته‌های آواری میو-پلیوسن و نهشته‌های کواترنری هستند (شکل ۱).

سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در بخش‌های شمالی و جنوبی منطقه رخنمون دارند و بلندی‌ها و مناطق دارای پستی و بلندی خشن را تشکیل می‌دهند. مرز زیرین سنگ‌های دگرگونی با واحدهای ائوسن راندگی است. مرز بالایی آنها نیز با ناپیوستگی با واحدهای جوانتر الیگوسن-میوسن شناخته می‌شود. در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب [۹] و بر پایه جایگیری آنها در زیر آهک‌های نادگرگون پرمین، سن این دگرگونی‌ها پیش از پرمین تشخیص داده شده است. کهن‌ترین سنگ‌های منطقه وابسته به سری به نسبت ضخیمی از میکاشیست و کوارتزیت است که ضخامتی حدود ۵۰۰ تا ۶۰۰ متر دارد. رنگ این واحد سبز تا خاکستری است و از نظر گسترش در دو طرف گسل تراستی چهارطاق (گسل اصلی منطقه با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق که باعث راندگی واحدهای دگرگونه پرکامبرین بر واحدهای ائوسن شده است) رخنمون دارد. واحد دگرگونه دیگری که در منطقه رخنمون دارد یک واحد گنیسی به رنگ صورتی روشن است که دارای ریختار ملایم بوده و بسیار خرد شده است. همبری این واحد بیشتر با ماسه‌سنگ‌های ائوسن (بصورت گسله) و توده نفوذی شهرک است. واحد دگرگونه دیگری که در شمال منطقه رخنمون دارد مرمر و مرمرهای دولومیتی هستند که با ضخامت ۲۵۰ تا ۶۰۰ متر بر واحد میکاشیست قرار دارند. سنوزوئیک در این منطقه با ردیف ضخیمی از ماسه‌سنگ‌های ریز تا متوسط دانه ائوسن آغاز می‌شود. در این میان، گسترش مارن‌های قم و کنگلومرای پلیوسن بیشتر از سایر واحدهای سنگی است و مناطقی با ریختار به نسبت ملایم و تپه ماهور تشکیل می‌دهند.

مجموعه نفوذی شهرک دارای ترکیب سنگ‌شناسی گابرودیوریت تا گرانودیوریت بوده و به‌صورت یک باتولیت به درون واحدهای رسوبی ائوسن و الیگومیوسن و دگرگونه‌های کرتاسه و پرکامبرین نفوذ کرده است و بنابراین سنی پس از الیگوسن-میوسن (میوسن پسین) به آنها نسبت داده شده است [۳]. در کنار توده نفوذی شهرک، کانی‌سازی آهن بصورت مگنتیت و هماتیت دیده می‌شود که بر نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قجور با نام واحد Fe تفکیک شده است، این کانی‌سازی از نوع اسکارنی بوده و میزبان آن واحدهای آهکی الیگومیوسن است [۴].

سنگ‌نگاری توده نفوذی شهرک

ترکیب سنگ‌های نفوذی توده شهرک بر اساس بررسی‌های صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری شامل گرانودیوریت، دیوریت-مونزودیوریت، مونزونیت-کوارتزمونزونیت و مونزوگابرو تا گابرودیوریت است. بر اساس بازدیدهای صحرایی، بخش‌ها و لبه جنوب‌غربی و جنوب‌شرقی توده نفوذی شهرک از نظر ترکیبی فلسی‌تر از بخش‌های مرکزی و لبه شمالی توده هستند. در واقع، سنگ‌های گرانودیوریت و کوارتزمونزونیت بیشتر در جنوب این توده رخنمون دارند و با یک مرز تدریجی به سمت شمال و مرکز توده، ترکیب سنگ‌ها به سمت دیوریت و گابرودیوریت تغییر می‌کند. البته این نکته را هم باید در نظر داشت که گاهی در میان واحدهای دیوریتی بصورت محلی باز رخنمون‌هایی از سنگ‌های گرانودیوریتی دیده می‌شود که مرز تدریجی با هم دارند.

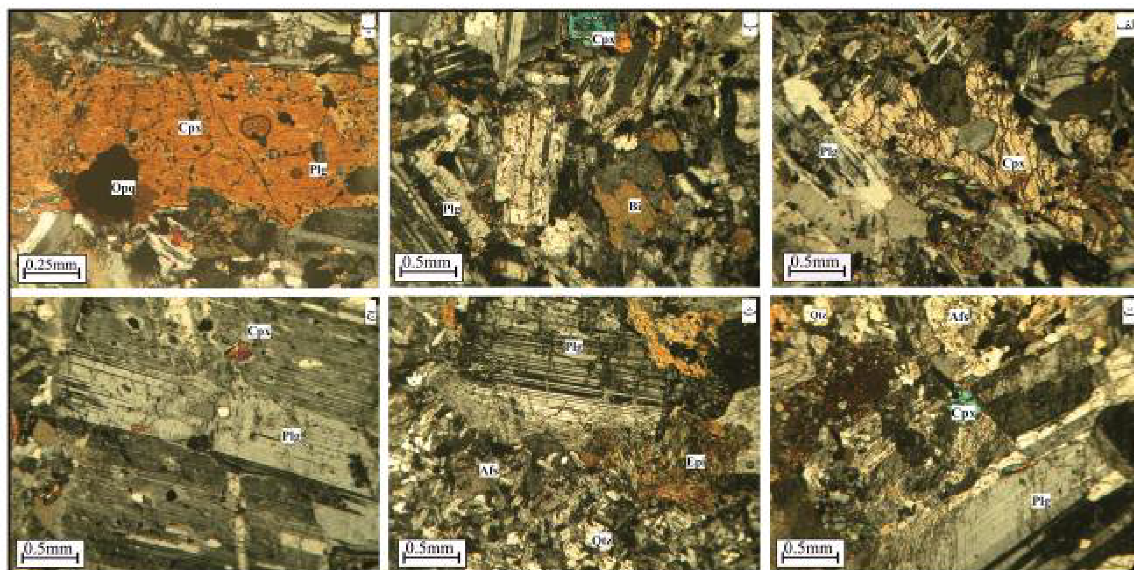
دیوریت‌ها و مونزودیوریت بیش‌ترین حجم توده نفوذی را شامل می‌شوند و اغلب در مرکز و به سمت شمال‌غرب و شمال-شرق رخنمون دارند. در نمونه دستی، این سنگ‌ها دارای بافت‌های دانه‌ای، پورفیری، پوست ماری و خال خال هستند و با بلورهای درشت پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول دیده می‌شوند. به طور کلی، کانی‌های اصلی موجود در دیوریت‌ها شامل پلاژیوکلاز ۵۵ درصد، کلینوپیروکسن ۸ تا ۱۵ درصد، آمفیبول ۱۰ تا ۱۵ درصد، فلدسپار پتاسیم ۸ درصد، کانی کدر ۷ درصد و کانی‌های فرعی ۳ درصد هستند (جدول ۱). پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با داشتن ماکل چندریخت و همچنین پهنه‌بندی موضعی به‌راحتی قابل تشخیص هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.2.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.17]

کانی مهم دیگر در این سنگ‌ها کلینوپیروکسن است. این کانی در اندازه متوسط تا درشت بلور و بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها، کلینوپیروکسن دارای میانبارهایی از ریزبلورهای پلاژیوکلاز (بافت پوست ماری) است. بیوتیت به-صورت نیمه‌شکل‌دار و ریز تا متوسط بلور در این سنگ‌ها به عنوان کانی فرعی دیده می‌شود. اپیدوت به‌همراه کلریت برآمده دگرسانی و تجزیه کانی‌های اصلی سنگ، یعنی پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند. مونزوگابرو - گابرودیوریت‌های توده نفوذی در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند. این سنگ‌ها بیشتر دارای بافت پوست ماری، نیمه‌پوست ماری، خال خال و پورفیری با بخش دانه ریز تا متوسط و شامل کانی‌های پلاژیوکلاز ۴۵ تا ۵۳ درصد، پتاسیم‌فلدسپار ۵ تا ۱۰ درصد، کلینوپیروکسن ۱۰ درصد، آمفیبول ۱۰ تا ۱۵ درصد، کانی کدر ۸ درصد و کانی‌های فرعی ۳ درصد هستند. پلاژیوکلازها خودشکل هستند و می‌توان دو نسل پلاژیوکلاز دانه درشت و ریز را از هم تشخیص داد. این کانی‌ها دارای ماکل چندریخت هستند. آثار تجزیه‌شدگی پلاژیوکلاز به سریسیت نیز در بعضی از برش‌های نازک دیده می‌شود. کوارتز مونزونیت‌ها و گرانودیوریت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا خاکستری روشن دیده می‌شوند و در بسیاری از بخش‌ها دگرسان شده‌اند. این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی بیشتر دارای بافت دانه‌ای، خال خال و پادراپاکیوی بوده و کانی‌های تشکیل‌دهنده اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز ۵۵ تا ۶۵ درصد، فلدسپار پتاسیم ۱۰ تا ۲۰ درصد، کوارتز ۵ تا ۲۰ درصد، و کانی‌های فرعی شامل بیوتیت ۲ تا ۳ درصد، زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر هستند (شکل ۲).

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی توده نفوذی شهرک (بر حسب درصد وزنی).

نمونه	Tb۱۶	Tb۱۷	Tb۱۸	Tb۱۹	Tb۲۱	Tb۲۶	Tb۲۸	Tb۳۲	Tb۳۳	Tb۳۵	Tb۳۶	Tb۳۷	Tb۵۵	Tb۵۶
SiO_2	۶۳٫۷۶	۵۷٫۴۹	۶۷٫۶۳	۵۶٫۰۹	۵۵٫۴۶	۶۷٫۲۲	۶۰٫۳۳	۵۶٫۹	۶۵٫۷۵	۶۶٫۱۸	۶۶٫۶	۶۲٫۸۳	۶۱٫۹۴	۶۱٫۶۲
Al_2O_3	۱۶٫۰۲	۱۷٫۶	۱۵٫۱۵	۱۸٫۱۷	۱۸٫۱۸	۱۵٫۷	۱۶٫۳۸	۱۷٫۶۳	۱۶٫۶	۱۶٫۴۹	۱۵٫۹۱	۱۶٫۵۴	۱۶٫۲	۱۶٫۳۱
Fe_2O_3	۵٫۱۴	۷٫۸۷	۵٫۳۱	۸٫۴۸	۸٫۱۸	۲٫۵۳	۲٫۰۸	۷٫۵۳	۱٫۹	۱٫۷	۳٫۴۹	۵٫۳۹	۲٫۲۳	۲٫۸۴
MgO	۲٫۱۲	۳٫۵۳	۱٫۹۸	۳٫۴	۳٫۸۷	۱٫۲۸	۳٫۳۸	۳٫۸۲	۲٫۴۶	۲٫۰۶	۱٫۹۲	۲٫۴۷	۲٫۳۱	۲٫۳۱
CaO	۵	۷٫۱۸	۵٫۵	۷٫۰۳	۷٫۷۷	۴٫۳۲	۶٫۹۹	۶٫۷۹	۵٫۷۲	۶٫۶۳	۴٫۶۱	۵٫۲۲	۶٫۰۹	۶٫۰۷
Na_2O	۳٫۷۸	۳٫۲۸	۳٫۹۲	۳٫۵	۳٫۶	۴٫۴۹	۵٫۹۶	۳٫۲۶	۵٫۳۳	۴٫۷۷	۵٫۵۸	۳٫۷۹	۸٫۷۴	۸٫۵۷
K_2O	۲٫۷۳	۱٫۶۹	۳٫۳۴	۱٫۴	۱٫۲۸	۲٫۸۸	۲٫۹۲	۱٫۴۳	۰٫۲۶	۰٫۶۴	۰٫۲۲	۱٫۸۵	۰٫۱۸	۰٫۳۳
TiO_2	۰٫۴۷	۰٫۶۴	۰٫۴۱	۰٫۷۳	۰٫۶۸	۰٫۴۷	۰٫۵۵	۰٫۶۶	۰٫۵۱	۰٫۵	۰٫۴۱	۰٫۴۸	۰٫۶۴	۰٫۶۵
P_2O_5	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۱۷	۰٫۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲
MnO	۰٫۰۵	۰٫۱۴	۰٫۰۵	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۸
Cr_2O_3	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۹
مجموع	۹۹٫۱۷	۹۹٫۵۴	۹۹٫۴۳	۹۹٫۱۱	۹۹٫۲۸	۹۹٫۰۵	۹۹٫۷۶	۹۸٫۲۳	۹۸٫۶۶	۹۹٫۰۸	۹۸٫۹۲	۹۸٫۷۱	۹۸٫۵۳	۹۸٫۹۱



شکل ۲ الف) بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در دیوریت‌ها؛ ب) حضور ورقه‌های پراکنده بیوتیت در مونزونیت‌ها؛ پ)بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در مونزوگابرو؛ ت) حضور پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار در گرانودیوریت‌ها؛ ث) حضور کانی‌های اپیدوت در کنار پلاژیوکلاز؛ ج) میانبار-های پیروکسن درون پلاژیوکلاز (تصاویر قطبیده متقاطع، XPL). (Qtz: Quartz, Afs: Alkali feldspar, Epi: Epidote, Plg: Plagioclase, Cpx: Clinopyroxene, Bi: Biotite)

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.2.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.17]

شیمی کانی‌ها

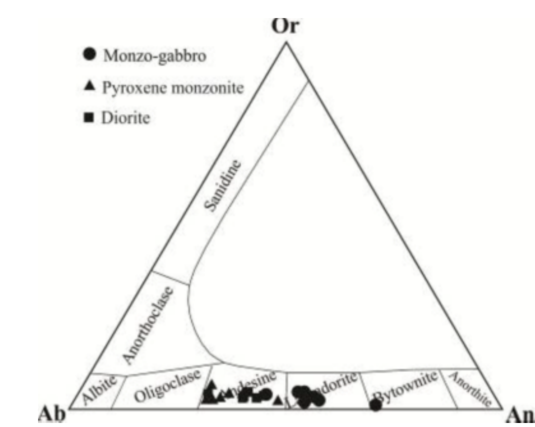
شیمی فلدسپارها

فرمول ساختاری پلاژیوکلاز بر اساس ۵ کاتیون و ۸ اتم اکسیژن محاسبه‌شد. نتایج تجزیه ریزپردازشی و ترکیب ساختاری آن‌ها در جدول ۲ آمده است. انواع فلدسپارها توسط اعضای نهایی مهم Or، Ab و An تعیین می‌شود [۱۰] که در نمودار مثلثی Ab-An-Or هم داده‌های مربوط به فلدسپار پتاسیم و هم پلاژیوکلاز آورده شده است. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در دیوریت‌ها و مونزوگابروها از نوع بیتونیت تا لابرادوریت متغیر بوده و در مونزونیت‌ها از نوع آندزین است (شکل ۳).

جدول۲ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و خاکی نادر توده نفوذی شهرک (بر حسب ppm).

Sample	Tb۱۶	Tb۱۷	Tb۱۸	Tb۱۹	Tb۲۱	Tb۲۶	Tb۲۸	Tb۳۲	Tb۳۳	Tb۳۵	Tb۳۶	Tb۳۷	Tb۵۵	TB۵۶
Ba	۴۶۰	۲۳۶	۵۰۳	۲۲۴	۲۱۱	۶۸۵	۷۰۹	۲۴۰	۱۴۱	۱۲۸	۶۹	۲۹۰	۲۵	۵۵
Ni	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Sc	۱۱	۱۷	۱۱	۱۷	۱۹	۱۰	۱۹	۲۰	۱۲	۱۲	۱۰	۱۳	۱۵	۱۵
Be	۱	۱	۱	۲	<۱	<۱	<۱	<۱	۳	۴	۱	<۱	<۱	<۱
Co	۶٫۹	۱۶٫۴	۱۰٫۳	۱۸٫۳	۲۰٫۴	۱٫۹	۷٫۹	۱۶٫۹	۴٫۴	۲	۳٫۴	۸٫۸	۳٫۳	۳٫۴
Cs	۰٫۲	۱٫۳	۰٫۲	۱٫۶	۱٫۸	۰٫۲	۱٫۵	۰٫۴	<۰٫۱	۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۳	<۰٫۱	<۰٫۱
Ga	۱۹٫۵	۱۹٫۷	۱۷٫۱	۱۹٫۳	۱۹٫۸	۱۹٫۳	۱۷٫۶	۱۸	۱۶٫۹	۱۶٫۷	۱۶٫۹	۱۶٫۵	۱۶	۱۶٫۲
Hf	۳	۲٫۶	۲٫۶	۳	۲	۴٫۳	۲٫۸	۲٫۱	۲٫۸	۳	۲٫۷	۲٫۵	۳٫۸	۳٫۸
Nb	۶٫۴	۴٫۹	۶٫۳	۵٫۵	۴٫۶	۸٫۴	۵٫۴	۴٫۳	۶٫۶	۵٫۳	۶٫۱	۶٫۲	۷	۶٫۴
Rb	۶۵٫۵	۵۰٫۷	۶۱٫۵	۴۲٫۴	۴۴٫۴	۴۸	۷۸٫۴	۴۲	۲٫۵	۶٫۳	۲٫۴	۴۸٫۱	۳٫۲	۷٫۱
Sn	<۱	<۱	۳	<۱	۱	۱	<۱	۱	۳	۴	<۱	۱	۱	<۱
Sr	۲۱۲٫۹	۲۲۶٫۸	۲۸۰٫۷	۲۳۰٫۹	۲۲۸٫۳	۱۸۷٫۷	۴۸۰٫۸	۲۱۵٫۱	۲۷۸٫۱	۳۱۶٫۶	۲۲۳	۲۲۲٫۴	۱۴۳٫۷	۱۶۱٫۴
Ta	۰٫۶	۰٫۳	۰٫۷	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۷	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۴
Th	۱۱٫۱	۵٫۹	۱۱٫۵	۴٫۶	۴٫۲	۱۳٫۲	۶	۵٫۸	۱۰٫۶	۱۲٫۷	۱۱٫۴	۷٫۶	۷	۵٫۸
U	۲٫۱	۲٫۱	۲٫۳	۱٫۱	۱٫۴	۴٫۷	۱٫۴	۱٫۲	۲٫۳	۱٫۶	۲٫۸	۱٫۸	۱٫۳	۱٫۴
V	۱۰۴	۱۷۱	۹۶	۱۶۲	۱۸۶	۷۲	۱۳۴	۱۸۴	۹۶	۵۹	۹۷	۱۱۱	۱۲۸	۱۳۲
W	۱٫۱	<۰٫۵	<۰٫۵	۰٫۷	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
Zr	۱۰۶٫۴	۸۳٫۴	۸۶٫۵	۹۸٫۹	۶۵	۱۵۴٫۱	۹۷٫۳	۷۴٫۷	۱۱۳٫۷	۱۱۳٫۳	۸۶٫۳	۹۰٫۱	۱۳۴٫۹	۱۳۹٫۲
Y	۱۷٫۵	۲۰٫۹	۱۷٫۷	۲۵	۱۸٫۷	۲۵٫۳	۱۸٫۲	۲۳٫۶	۲۰٫۹	۱۵٫۱	۱۶٫۶	۲۰٫۳	۲۳٫۷	۲۲٫۳
La	۱۵٫۹	۱۳٫۱	۱۴٫۶	۱۳٫۶	۱۲٫۴	۲۱٫۸	۸٫۳	۱۱٫۳	۱۲٫۵	۱۳٫۵	۲۰٫۶	۱۵٫۲	۱۲٫۴	۱۱٫۹
Ce	۲۸٫۸	۲۵	۲۷٫۹	۲۸٫۳	۲۳٫۳	۴۳٫۱	۱۸٫۹	۲۴	۲۷٫۶	۳۰٫۲	۳۳٫۷	۲۸٫۶	۲۸٫۳	۲۵٫۶
Pr	۳٫۴	۳٫۲۱	۳٫۳۴	۳٫۵۷	۲٫۹	۵٫۰۵	۲٫۵۳	۲٫۹	۳٫۲	۳٫۳	۳٫۶۷	۳٫۴۴	۳٫۵۹	۳٫۴۹
Nd	۱۱٫۷	۱۲	۱۱٫۸	۱۵	۱۱٫۴	۱۸٫۲	۱۰٫۵	۱۲٫۷	۱۲٫۶	۱۲٫۷	۱۲٫۸	۱۲٫۵	۱۴٫۸	۱۴٫۸
Sm	۲٫۶۲	۳٫۰۵	۲٫۴	۳٫۸۲	۲٫۸۱	۳٫۳۵	۲٫۳۳	۲٫۷۸	۳٫۱۴	۲٫۲۲	۲٫۴۷	۲٫۷	۳٫۲۹	۳٫۳۷
Eu	۰٫۶	۰٫۷۷	۰٫۶۶	۰٫۹۲	۰٫۸۴	۰٫۸۹	۰٫۸۲	۰٫۷۹	۰٫۷۸	۰٫۷۱	۰٫۶	۰٫۶۶	۰٫۸۹	۰٫۷۶
Gd	۲٫۴۳	۳٫۰۶	۲٫۴۹	۳٫۵۲	۳٫۱۱	۳٫۸	۲٫۶۵	۳٫۳۲	۳٫۴۲	۲٫۳۴	۲٫۸	۲٫۹۶	۳٫۶۳	۳٫۶۲
Tb	۰٫۴۶	۰٫۵۶	۰٫۴۵	۰٫۶۳	۰٫۵۲	۰٫۶۴	۰٫۴۲	۰٫۵۸	۰٫۵۵	۰٫۳۷	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۶
Dy	۲٫۶	۳٫۶۹	۲٫۷۵	۴٫۲۷	۳٫۵۲	۴٫۳	۳٫۰۴	۳٫۸۸	۳٫۸۸	۲٫۵۶	۲٫۹۲	۳٫۵۳	۴٫۰۹	۳٫۹۲
Ho	۰٫۵۸	۰٫۷۶	۰٫۶	۰٫۸۴	۰٫۶۹	۰٫۸۴	۰٫۶۲	۰٫۷۸	۰٫۷۴	۰٫۵۱	۰٫۶۳	۰٫۷	۰٫۸۵	۰٫۸۹
Er	۱٫۷۴	۲٫۳۷	۱٫۸۴	۲٫۵۷	۲٫۰۹	۲٫۷۷	۱٫۷۹	۲٫۵۶	۲٫۴۱	۱٫۶	۱٫۸۵	۲٫۱۲	۲٫۷۹	۲٫۵
Tm	۰٫۲۸	۰٫۳۵	۰٫۲۹	۰٫۳۸	۰٫۳۲	۰٫۳۸	۰٫۲۹	۰٫۳۶	۰٫۳۳	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۳	۰٫۳۹	۰٫۳۷
Yb	۱٫۸۸	۲٫۳۹	۲٫۱۹	۲٫۵۴	۲٫۱۴	۲٫۸۷	۱٫۷۷	۲٫۴۹	۲٫۴	۱٫۸۵	۲٫۰۲	۲٫۰۹	۹۲٫۲	۲٫۵۱
Lu	۰٫۳۱	۰٫۳۴	۰٫۲۹	۰٫۳۹	۰٫۳۱	۰٫۴۵	۰٫۲۸	۰٫۳۴	۰٫۳۷	۰٫۲۸	۰٫۳	۰٫۳۴	۰٫۴۴	۰٫۳۷
LOI	۰٫۷	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۸	۱	۱٫۶	۱٫۲	۰٫۸	۱	۱٫۲	۱٫۴	۱

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.2.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.17]



شکل ۳ رده‌بندی پلاژیوکلازها بر اساس ترکیب شیمیایی [۱۰].

شیمی پیروکسن

فرمول عمومی کانی‌های گروه پیروکسن به‌صورت $[(M2)(M1)(Si,Al)_2O_6]$، $M2M1T_2O_6$ است که جایگاه M2 توسط Ca (پیروکسن‌های کلسیمی)، Na (پیروکسن‌های سدیمی)، Mn، Fe^{2+}، Mg، جایگاه M1 توسط Al، Cr، Fe^{3+}، Ti، Fe^{2+}، Mg و جایگاه T توسط Si، Al اشغال می‌شود. بنابراین، تعیین ترکیب شیمیایی این کانی در فهم و درک بهتر دگرگونی‌های ماگمایی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. فرمول ساختاری کانی کلینوپیروکسن در سنگ‌های گرانودیوریتی، دیوریتی و گابوردیوریتی شهرک برای مقایسه بر اساس ۶ اتم اکسیژن و ۴ کاتیون محاسبه‌شد. نتایج به دست آمده از تجزیه این کانی در جدول ۳ آورده شده است. رده‌بندی کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی بر اساس نمودار Q-J [۱۱] نشان می‌دهد که آن‌ها در ردیف کلینوپیروکسن‌های Ca-Mg-Fe واقع هستند (شکل ۴ الف). بر اساس نمودار En-Wo-Fs، ترکیب کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مورد بررسی اوژیت و کلینوانستاتیت است [۱۲] (شکل ۴ ب).

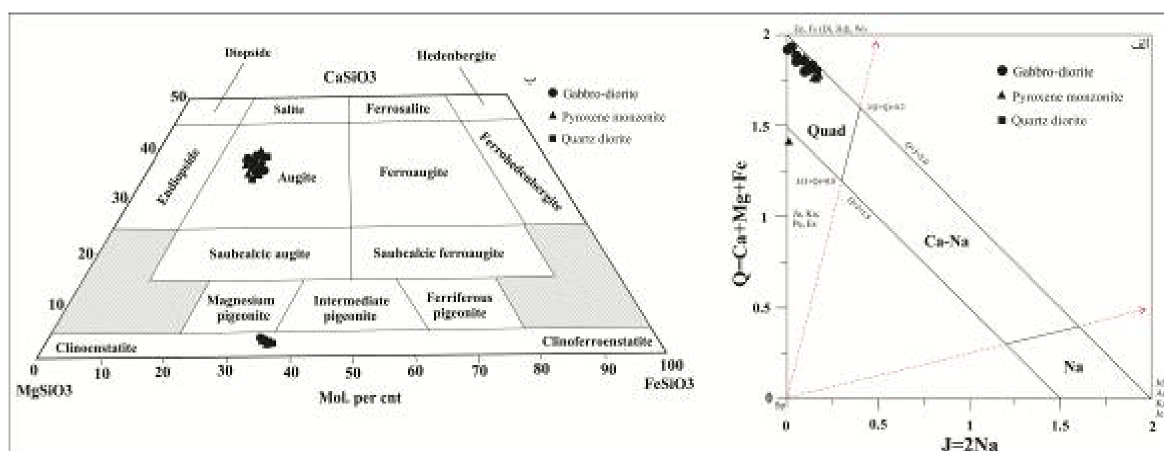
جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی پیروکسن.

No	OPX۱	OPX۲	OPX۳	OPX۴	OPX۵	OPX۶	OPX۷	OPX۸	OPX۹
SiO_2	۵۱٫۸۴	۵۱٫۸۳	۵۲٫۵۵	۵۳٫۳۸	۵۲٫۸۶	۵۲٫۶۷	۵۲٫۰۲	۵۲٫۸۵	۵۴٫۷۳
TiO_2	۰٫۲۶	۰٫۳۰	۰٫۲۰	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۲۷
Al_2O_3	۲٫۰۲	۱٫۹۲	۰٫۸۱	۰٫۸۲	۰٫۴۷	۰٫۵۸	۰٫۶۵	۰٫۶۲	۳٫۷۹
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۱۰٫۶۹	۱۰٫۰۳	۹٫۸۴	۲۱٫۰۲	۲۱٫۵۱	۲۱٫۴۲	۲۲٫۰۰	۲۱٫۶۶	۹٫۱۸
MnO	۰٫۴۳	۳۳٫۰	۰٫۳۸	۱٫۰۱	۰٫۹۱	۰٫۹۸	۰٫۹۰	۰٫۹۷	۰٫۰۷
MgO	۱۳٫۲۶	۱۳٫۲۷	۱۳٫۹۵	۲۱٫۶۴	۲۲٫۷۵	۲۲٫۱۳	۲۲٫۱۴	۲۱٫۷۷	۱۷٫۴۹
CaO	۲۰٫۳۱	۲۰٫۸۵	۲۱٫۳۶	۲٫۱۸	۰٫۷۱	۱٫۳۹	۱٫۴۱	۰٫۹۷	۱۲٫۶۲
Na_2O	۰٫۳۵	۰٫۴۴	۰٫۳۵	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۵۳
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۲۰
sum	۹۹٫۱۶	۹۸٫۹۸	۹۹٫۴۷	۱۰۰٫۲۶	۹۹٫۳۶	۹۹٫۲۷	۹۹٫۳۱	۹۸٫۹۹	۹۸٫۸۸
Si	۱٫۹۶	۱٫۹۶	۱٫۹۷	۱٫۹۸	۱٫۹۸	۱٫۹۸	۱٫۹۵	۱٫۹۹	۲٫۰۳
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Al	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۱۷
Fe	۰٫۳۴	۰٫۳۲	۰٫۳۱	۰٫۶۵	۰٫۶۷	۰٫۶۷	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۲۸
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰
Mg	۰٫۷۵	۰٫۷۵	۰٫۷۸	۱٫۲۵	۱٫۲۸	۱٫۲۴	۱٫۲۴	۱٫۲۲	۰٫۹۷
Ca	۰٫۸۲	۰٫۸۷	۰٫۸۶	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۵۱
Na	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
sum	۴٫۰۲	۴٫۰۳	۴٫۰۱	۴٫۰۵	۴٫۰۱	۴٫۰۰	۴٫۰۳	۴٫۰۲	۴٫۰۱
Al (IV)	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Al (VI)	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	-۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۱۷
Fe 2+	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۲۷	۰٫۶۵	۰٫۶۵	۰٫۶۵	۰٫۶۲	۰٫۶۸	۰٫۲۸
Fe 3+	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۶۱	۰٫۶۳	۰٫۶۸	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۲۹	۰٫۵۴
Wo	۴۲٫۸	۴۴٫۰	۴۳٫۸	۴٫۴	۱٫۴	۲٫۸	۲٫۸	۲	۲۸٫۵
En	۳۸٫۹	۳۹	۳۹٫۸	۶۰٫۸	۶۳٫۵	۶۲	۶۱٫۶	۶۱٫۹	۵۵
Fs	۱۸٫۳	۱۷	۱۶٫۳	۳۴٫۸	۳۵٫۱	۳۵٫۲	۳۵٫۶	۳۶٫۱	۱۶٫۶

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.2.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.17]

ادامه جدول ۳ نتایج آنالیز میکروپروب کانی پیروکسن.

No	OPX۱۰	OPX۱۱	OPX۱۲	OPX۱۳	OPX۱۴	OPX۱۵	OPX۱۶	OPX۱۷	OPX۱۸
SiO_2	۴۰٫۶۵	۵۳٫۵۲	۵۳٫۵۸	۵۴٫۳۶	۵۵٫۹۶	۵۴٫۵۵	۵۳٫۸۵	۵۴٫۸۲	۵۶٫۱۸
TiO_2	۰٫۰۱	۱٫۴۵	۱٫۲۶	۱٫۲۵	۰٫۳۸	۰٫۶۴	۰٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۲۱
Al_2O_3	۲۸٫۴۹	۳٫۸۱	۳٫۷۹	۳٫۸۷	۲٫۴۹	۳٫۲۱	۲٫۶۲	۲٫۲۴	۲٫۲۵
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
FeO	۷٫۳۰	۴٫۲۳	۳٫۹۷	۴٫۲۸	۸٫۴۰	۷٫۸۲	۱۲٫۴۹	۱۰٫۹۴	۱۱٫۸۴
MnO	۰٫۳۳	۰٫۱۹	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۰٫۷۶	۰٫۷۵	۰٫۵۸
MgO	۰٫۰۲	۲۱٫۴۱	۲۱٫۶۹	۲۱٫۷۱	۱۹٫۷۵	۱۹٫۶۷	۱۶٫۷۴	۱۸٫۰۱	۱۷٫۳۵
CaO	۲۳٫۵۳	۱۲٫۲۳	۱۲٫۴۰	۱۱٫۰۸	۱۲٫۴۴	۱۲٫۶۲	۱۱٫۷۳	۱۱٫۷۵	۱۱٫۶۱
Na_2O	۰٫۰۰	۱٫۱۳	۱٫۲۰	۱٫۱۹	۰٫۶۳	۰٫۹۰	۰٫۳۳	۰٫۲۹	۰٫۲۶
K_2O	۰٫۰۱	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۲۱	۰٫۳۲	۰٫۱۶	۰٫۱۱	۰٫۱۳
sum	۱۰۰٫۳۴	۹۸٫۴۱	۹۸٫۴۸	۹۸٫۳۷	۱۰۰٫۳۹	۹۹٫۹۲	۹۸٫۸۳	۹۹٫۰۲	۱۰۰٫۴۲
Si	۱٫۵۴	۱٫۹۴	۱٫۹۳	۱٫۹۶	۲٫۰۲	۱٫۹۷	۲٫۰۲	۲٫۰۴	۲٫۰۷
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Al	۱٫۲۷	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۰
Fe	۰٫۲۳	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۳۹	۰٫۳۴	۰٫۳۷
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Mg	۰٫۰۰	۱٫۱۵	۱٫۱۷	۱٫۱۷	۱٫۰۶	۱٫۰۹	۰٫۹۴	۱٫۰۰	۰٫۹۵
Ca	۰٫۹۶	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۴۳	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۴۷	۰٫۴۹	۰٫۴۷
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۲
K	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
sum	۴٫۰۱	۴٫۰۲	۴٫۰۱	۴٫۰۰	۴٫۰۲	۴٫۰۶	۴٫۰۳	۴٫۰۲	۴٫۰۱
Al (IV)	۰٫۴۶	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al (VI)	۰٫۸۰	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۰
Fe 2+	۰٫۲۳	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۳۹	۰٫۳۴	۰٫۳۷
Fe 3+	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	-۰٫۰۴	۰٫۷۳	۰٫۷۵	۰٫۷۱	۰٫۶۳	۰٫۶۳	۰٫۴۹	۰٫۵۶	۰٫۵۳
Wo	۷۹٫۳	۲۶٫۹	۲۷٫۱	۲۴٫۷	۲۶٫۷	۲۷٫۳	۲۵٫۸	۲۵٫۵	۲۵٫۴
En	۰٫۱	۶۵٫۵	۶۵٫۹	۶۷٫۴	۵۹	۵۹٫۲	۵۱٫۲	۵۴٫۴	۵۲٫۹
Fs	۲۰٫۶	۷٫۶	۷٫۰	۷٫۸	۱۴٫۴	۱۳٫۵	۲۳	۲۰٫۱	۲۱٫۶



شکل ۴ الف) جدایش پیروکسن‌های کلسیمی، کلسیمی-سدیمی و سدیمی بر پایه نمودار Q-J [۱۱] و ب) نمایش ترکیب پیروکسن‌های نفوذی شهرک در نمودار En-Fs-Di, Hd [۱۲].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.2.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.17]

دما- فشارسنجی کانی پیروکسن

پژوهش‌ها نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن وابسته به شرایط دما و فشار است. بنابراین شرایط P-T ماگما نقش مهمی در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها دارد. برای بررسی دمای تشکیل پیروکسن‌ها از شاخص‌های XPT و YPT (شکل ۵ الف) که بر اساس روابط زیر محاسبه شده‌اند [۱۳] استفاده گردید.

$$XPT = 0.446\ SiO_2 + 0.187\ TiO_2 - 0.404\ Al_2O_3 +. 0.346\ FeO(tot) - 0.052\ MnO + 0.309\ MgO +. 0.431\ CaO - 0.446\ Na_2O \quad (۱)$$

$$YPT = -0.369\ SiO_2 + 0.535\ TiO_2 - 0.317\ Al_2O_3 + 0.323\ FeO(tot) + 0.235\ MnO - 0.516\ MgO.- 0.167\ CaO - 0.153\ Na_2O \quad (۲)$$

مزیت مهم این روش دماسنجی این است که حضور همزمان دو پیروکسن الزامی نیست، از طرفی برای انواع پیروکسن‌های Mg-Ca-Fe دار و Fe-Mg دار قابل استفاده است. براساس این روش، دمای تشکیل پیروکسن‌ها در توده شهرک حدود ۱۱۵۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد بدست می‌آید (شکل ۵ الف). فشار تبلور کلینوپیروکسن‌های توده نفوذی شهرک با استفاده از نمودار مرجع [۱۳] براساس مقادیر XPT و YPT (شکل ۵ ب) حدود ۶ تا ۱۰ کیلوبار برآورد می‌شود.

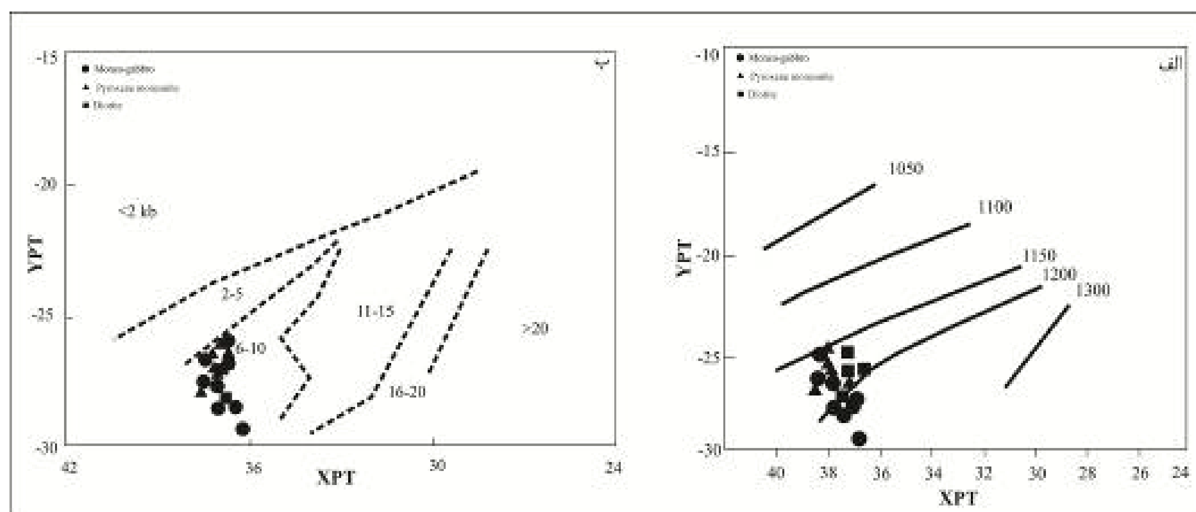
هلز [۱۴] تاثیر همزمان دو عامل مقدار آب و فشار در اعماق مختلف را در نظر گرفته و معتقد است که توزیع آلومینیوم در جایگاه‌های چاروجهی و هشت‌وجهی در کلینوپیروکسن‌ها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگمای سازنده و فشار محیط تشکیل سنگ‌های آذرین پیروکسن‌دار است [۱۴، ۱۵]. بنابراین، مقدار Al^{IV} در پی افزایش مقدار آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌ها کاهش می‌یابد. در همین راستا، چنان که در شکل ۶ دیده می‌شود این کانی در گستره فشار ۵ کیلوبار متبلور شده است.

سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی پیروکسن

گستره وسیع ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در انواع سنگ‌های آذرین می‌تواند بیانگر سرشت خاستگاه ماگمای این کانی‌ها باشد. برای تعیین سرشت ماگمایی و جایگاه زمین-ساختی ماگمای مولد بلورهای کلینوپیروکسن منطقه با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها، از نمودارهای دومتغیره Ti نسبت به Ca+Na [۱۶] استفاده شد (شکل ۷ الف). بر این اساس، نمونه‌های مورد بررسی در گستره نیمه قلیایی واقع هستند. لوکس [۱۷] نموداری را براساس تغییرات Al نسبت به TiO_2 برای ترکیب شیمیایی پیروکسن رسم کرده است که سنگ‌های وابسته به فرورانش را از سنگ‌های وابسته به کافت متمایز می‌سازد. در این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی با روند مربوط به فرورانش همخوانی دارند (شکل ۷ ب).

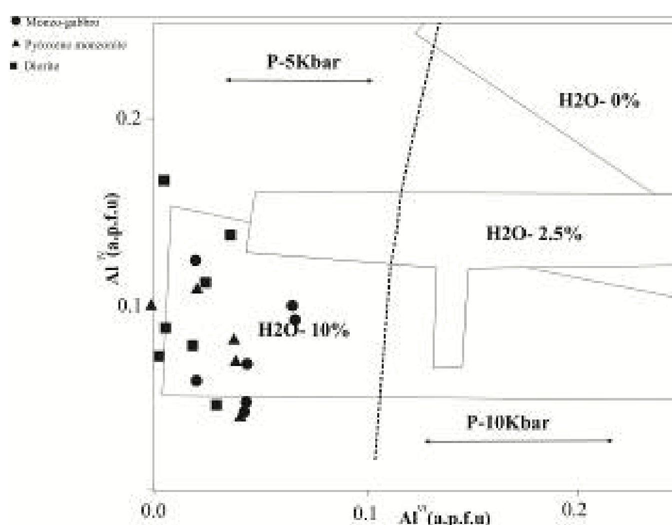
زمین شیمی سنگ کل

برای نام‌گذاری سنگ‌های مورد بررسی از نمودارهای ارائه شده در مراجع مختلف، استفاده شد. بر اساس نمودار مجموع عناصر قلیایی نسبت به سیلیس [۱۸]، توده‌های نفوذی شهرک در گستره دیوریت و گرانودیوریت قرار دارند (شکل ۸ الف). در رده‌بندی دیگری براساس مقادیر کاتیونی عناصر و پارامترهای R1 و R2 [۱۹]، سنگ‌های مورد بررسی در گستره سینوگابرو، سینودیوریت، دیوریت و تونالیت قرار دارند (شکل ۸ ب).

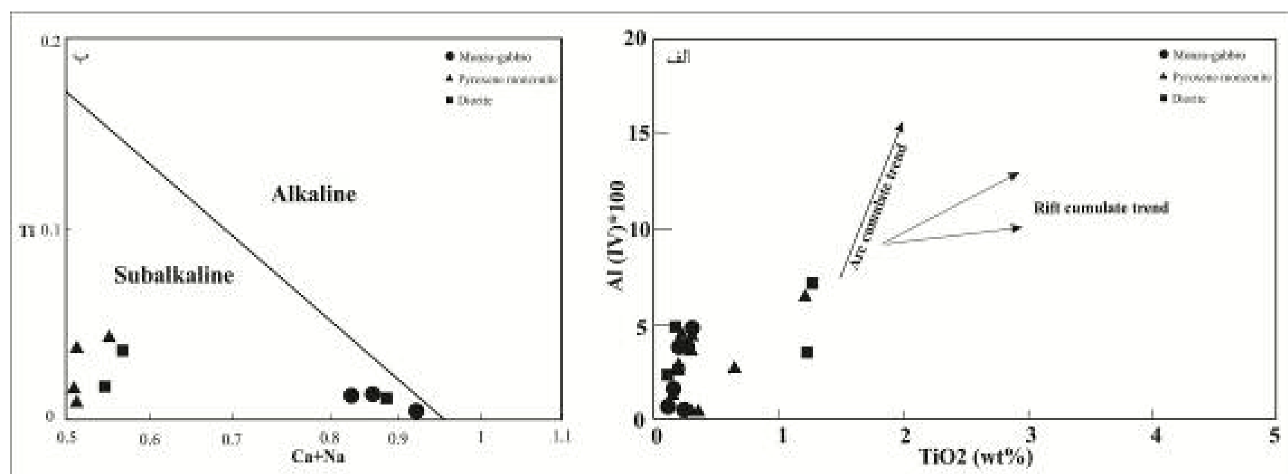


شکل ۵ الف) تعیین دمای تبلور پیروکسن‌ها و ب) تعیین فشار تبلور پیروکسن‌ها [۱۳].

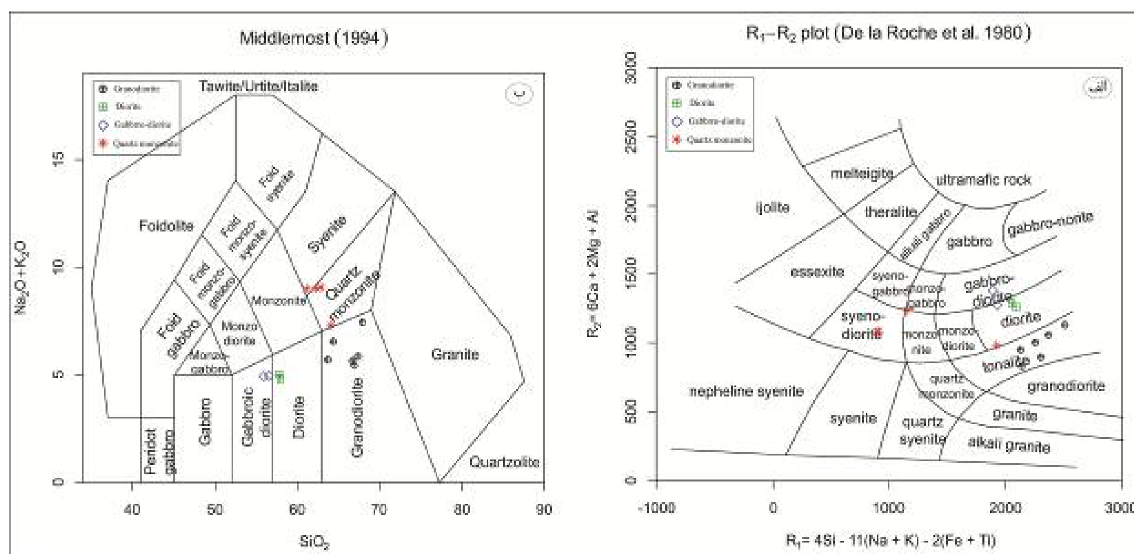
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.2.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.17]



شکل ۶ نمودار توزیع Al در جایگاه‌های چاروجهی و هشت‌وجهی در کلینوپیروکسن‌ها به تناسب درصد آب ماگما [۱۴].



شکل ۷ الف) نمودار Ti نسبت به Ca + Na و جایگاه نمونه‌های کلینوپیروکسن‌های منطقـه بـر آن [۱۶]. ب) نمـودار (AlIV * 100) نـسبت بـه TiO_2 و جایگاه کلینوپیروکسن‌های منطقه بر آن [۱۷].

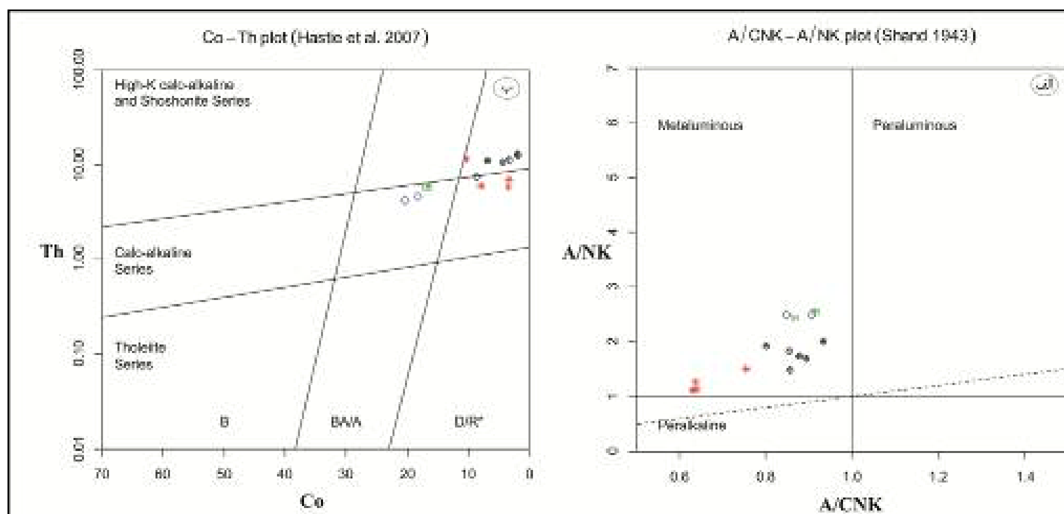


شکل ۸ رده‌بندی شیمیایی سنگ‌ها: الف) بر اساس نمودار کاتیونی [۱۹]. ب) بر اساس نمودار مرجع [۱۸].

نمونه‌های مورد بررسی در نمودار مرجع [۲۱،۲۰]، در گستره متاآلومین قرار دارند (شکل ۹ الف) و در نمودار مرجع [۲۲] در گستره آهکی قلیایی و آهکی قلیایی پتاسیم بالا واقع هستند (شکل ۹ ب).

تغییرات مقادیر عناصر در شناخت دگرگونی‌های ماگمایی (پدیده جدایش بلورین یا ذوب‌بخشی) می‌تواند مفید باشد. در نمودارهای مرجع [۲۳]، با افزایش مقدار سیلیس مقادیر اکسیدهای Fe_2O_3، MgO، TiO_2، Al_2O_3، CaO و P_2O_5 کاهش می‌یابد (شکل ۱۰). کاهش مقدار Fe_2O_3 و MgO با تبلور کلینوپیروکسن و بیوتیت و روند نزولی مقدار TiO_2 با حضور اکسیدهای آهن- تیتانیوم‌دار (تیتانومگنتیت) در سنگ‌ها قابل توجیه هستند. همچنین، کاهش مقادیر Al_2O_3 و CaO با تبلور بخشی پلاژیوکلاز و کاهش P_2O_5 با تبلور بخشی آپاتیت توجیه می‌شود. تغییرات مقادیر K_2O و Na_2O نسبت به SiO_2 یک روند مثبت و افزایشی است، زیرا با پیشرفت جدایش، مقدار آن‌ها در گدازه باقیمانده افزایش یافته و سرانجام وارد ساختار ارتوکلاز می‌شود. البته پراکندگی‌هایی در نمودار مربوط به Na_2O به چشم می‌خورد که می‌توانند به دلیل دگرسانی پلاژیوکلاز و همچنین پویایی این اکسیدها در رخدادهای دگرسانی باشد (شکل ۱۰). در نمودارهای مرجع [۲۳]، روند تغییر مقدار عناصر Ba، Rb، U و Th با افزایش مقدار سیلیس افزایشی است، ولی مقدار Sr و Co روندی کاهشی دارند (شکل ۱۱). Rb و Ba به خاطر جانشینی در کانی‌های پتاسیم‌داری مانند ارتوکلاز در مراحل پایانی تبلور ماگما، روند افزایشی دارند. Th و U نیز به دلیل ناسازگاری و شعاع یونی بزرگ تا مراحل انتهایی در فاز مایع باقی مانده و با افزایش SiO_2، غنی‌شدگی از خود نشان می‌دهند. کاهش مقدار Sr ناشی از کاهش پلاژیوکلاز طی جدایش بلورین است، چرا که Sr به جای کلسیم در شبکه پلاژیوکلاز کلسیم‌دار وارد می‌شود. Co نیز که یک عنصر سازگار سه ظرفیتی است، رفتاری مشابه آهن، منیزیم و تیتانیوم دارد و جانشین Fe^{3+}، منیزیم و تیتانیوم در کانی‌های فرومنیزین و تیتانومگنتیت می‌شود (جدول ۴، شکل ۱۰).

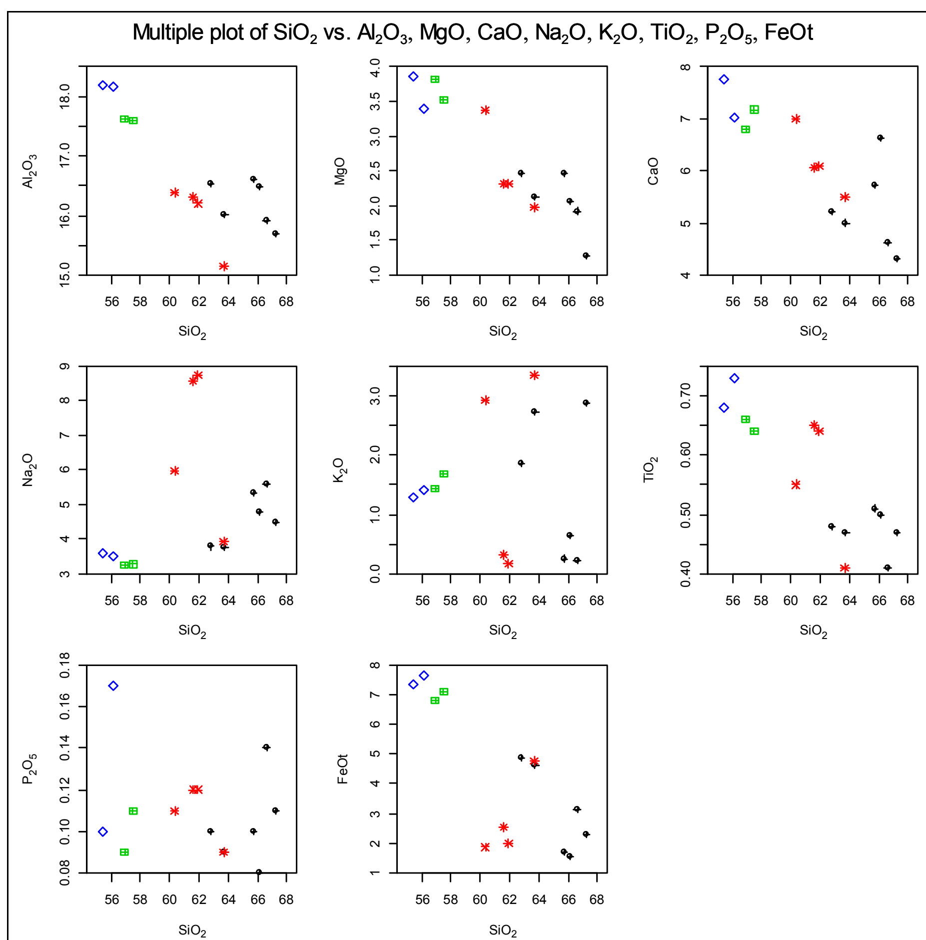
از آنجا که هر دو فرایند ذوب‌بخشی و تبلور جدایشی منجر به آثار نهایی مشابهی در تشکیل سنگ‌های ماگمایی می‌شوند، بنابراین با مشاهده ارتباط خویشاوندی نمونه‌ها، باید دید که کدام یک از این فرایندها علت این ارتباط هستند؟ برای پاسخ به این سوال لازم است از نمودارهای خاصی استفاده شود. در این نمودارها تغییرات دو عنصر ناسازگار یا یک عنصر سازگار با یک عنصر ناسازگار نسبت به هم است. اگر دو عنصر ناسازگار روند خطی مثبتی که از مبدا مختصات نیز بگذرد نشان دهند، همچنین نمودار عنصر سازگار با عنصر ناسازگار نیز روندی خطی و منفی داشته باشد، فرایند اصلی ارتباط بین سنگ‌ها تبلور جدایشی است؛ در غیر اینصورت، ذوب بخشی در تعادل با خاستگاه، عامل اصلی ارتباط است [۲۴]. بر این اساس، سنگ‌های منطقه مورد بررسی در نمودارهای K₂O-Rb, Ba-Rb و K₂O-Ba روندهای خطی با شیب مثبت و در نمودارهای Hf-Sc, Sc-Zr و V-Ba نیز روندهای خطی و غیر خطی با شیب منفی نشان می‌دهند (شکل ۱۲) که همه بیانگر نقش اساسی تبلور جدایشی در دگرگونی سنگ‌های منطقه هستند.



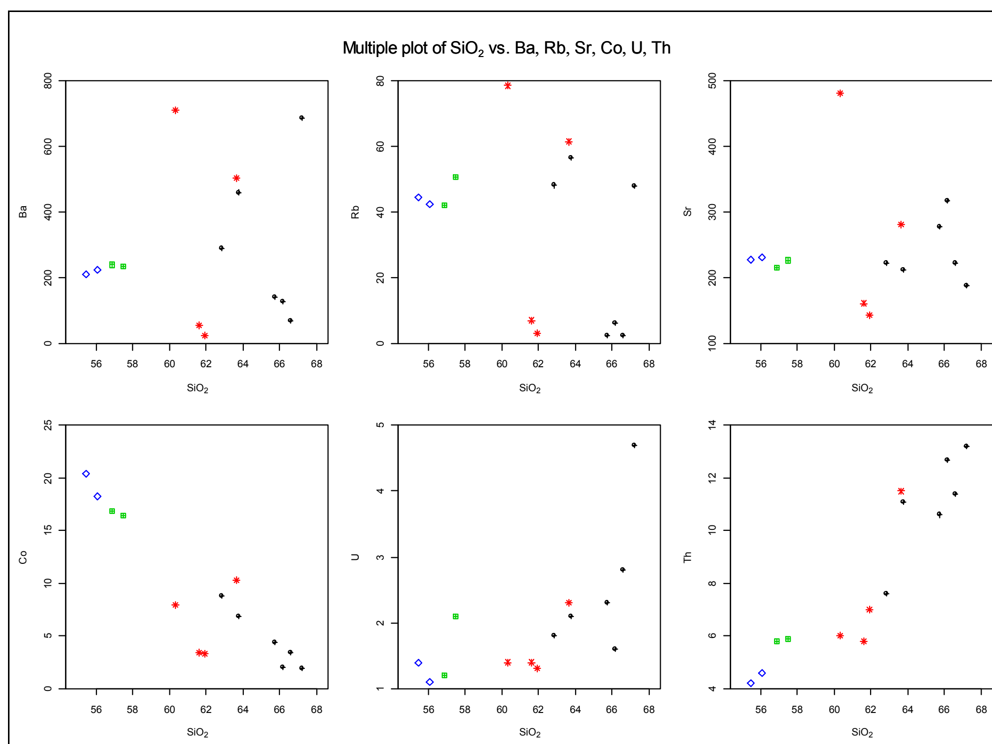
شکل ۹ الف) جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر نمودار A/NK نسبت به A/CNK برای تعیین درجه اشباع از آلومینیوم [۲۱] و ب) جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر نمودار تعیین سری ماگمایی [۲۲].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.2.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.17]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.2.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.17]



شکل۱۰ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 [۲۳] (اکسیدها بر حسب درصد وزنی)(علائم مانند شکل ۸ است).



شکل ۱۱ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 [۲۳] (عناصر بر حسب ppm). (علائم مانند شکل ۸ است).

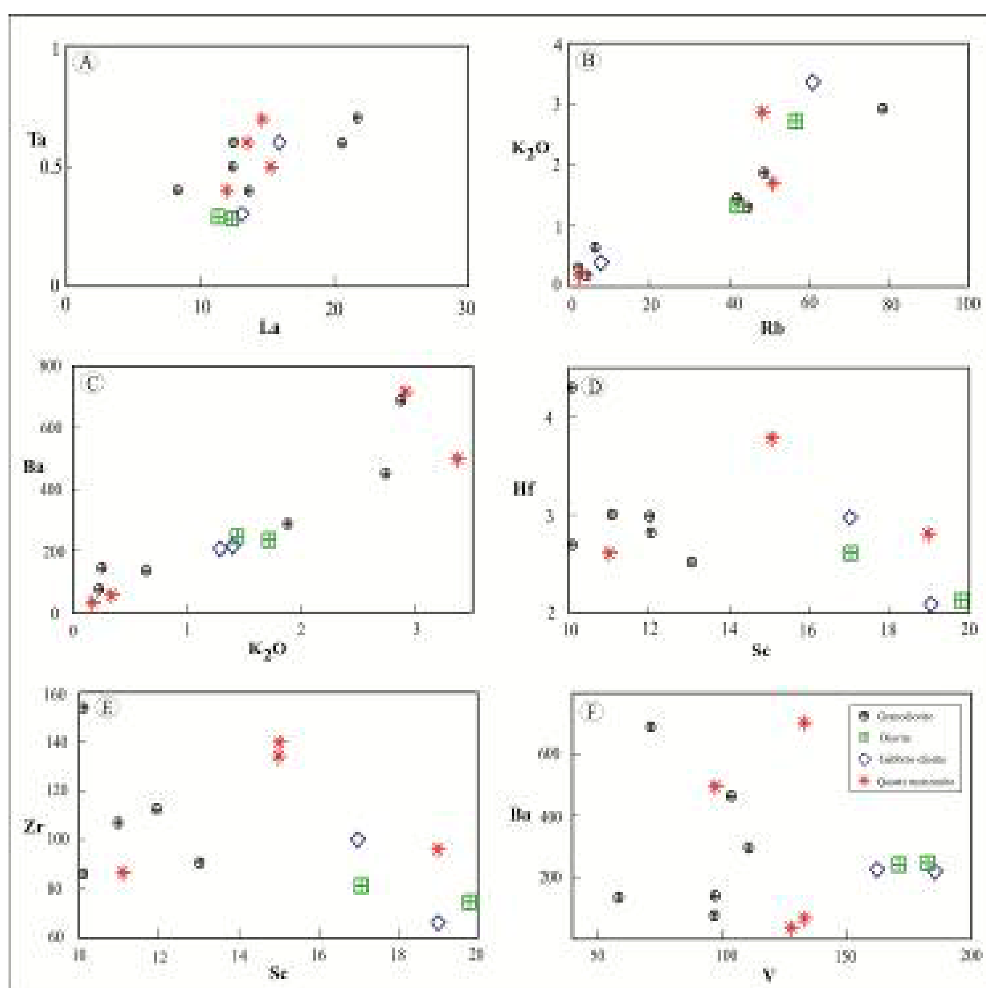
جدول ۴ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی پلاژیوکلاز.

Point/No	Plg۱	Plg۲	Plg۳	Plg۴	Plg۵	Plg۶	Plg۷	Plg۸	Plg۹	Plg۱۰
SiO_2	۵۷/۱۱	۵۴/۶۵	۵۴/۷۲	۵۳/۹۱	۵۴/۳۵	۵۳/۳۷	۵۴/۳۶	۵۶/۱۱	۵۴/۵۶	۶۰/۱۴
TiO_2	۰	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۳	۰	۰/۰۵	۰	۰/۰۲	۰	۰
Al_2O_3	۲۷/۴۱	۲۹/۲۶	۲۹/۱	۳۰/۱۸	۲۸/۹۳	۲۹/۲۹	۲۹/۰۱	۲۷/۱	۲۹/۳۹	۲۵/۴۲
FeO	۰/۴۱	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۳۷	۰/۳	۰	۰/۱۸	۰/۱۹
MnO	۰/۰۳	۰/۰۲	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰
MgO	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰
CaO	۸/۸۱	۱۰/۴۲	۱۰/۳۳	۱۱/۰۳	۱۰/۶۷	۱۰/۷۶	۱۰/۲۷	۹/۴	۱۰/۴۵	۶/۱۶
Na_2O	۶/۱۴	۵/۵۳	۵/۶۵	۵/۱۷	۴/۶۳	۵/۳۱	۵/۵۸	۷/۹۳	۵/۹۳	۸/۲۳
K_2O	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۳۴	۰/۲۸	۰/۵۷
Cr_2O_3	۰	۰	۰/۰۵	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰
Total	۱۰۰/۲۵	۱۰۰/۶	۱۰۰/۴۳	۱۰۰/۸۷	۹۹/۰۹	۹۹/۳۸	۹۹/۷۲	۱۰۰/۹۴	۱۰۰/۸	۱۰۰/۷۱
Si	۲/۵۶	۲/۴۵	۲/۴۶	۲/۴۲	۲/۴۷	۲/۴۳	۲/۴۶	۲/۵۲	۲/۴۵	۲/۶۷
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al	۱/۴۵	۱/۵۵	۱/۵۴	۱/۵۹	۱/۵۵	۱/۵۷	۱/۵۵	۱/۴۳	۱/۵۵	۱/۳۳
Fe2+	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۱
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ca	۰/۴۲	۰/۵	۰/۵	۰/۵۳	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۵	۰/۴۵	۰/۵	۰/۲۹
Na	۰/۵۳	۰/۴۸	۰/۴۹	۰/۴۵	۰/۴۱	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۶۹	۰/۵۲	۰/۷۱
K	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Sum	۵	۵/۰۲	۵/۰۲	۵/۰۲	۴/۹۷	۵/۰۲	۵/۰۲	۵/۱۲	۵/۰۴	۵/۰۴
Ab	۰/۵۵	۰/۴۸	۰/۴۹	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۵۹	۰/۵	۰/۶۹
Or	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
An	۰/۴۳	۰/۵	۰/۵	۰/۵۳	۰/۵۵	۰/۵۲	۰/۵	۰/۳۹	۰/۴۹	۰/۲۸

ادامه جدول ۴ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی پلاژیوکلاز

شماره/نقطه	Plg11	Plg12	Plg13	Plg14	Plg15	Plg16	Plg17	Plg18	Plg19	Plg20
SiO_2	۶۱/۶۱	۵۶/۳۷	۵۷/۰۷	۵۸/۷۲	۵۵/۰۶	۵۵/۸۳	۵۴/۲۸	۵۰/۲۶	۵۴/۳۱	۵۶/۱۳
TiO_2	۰/۰۱	۰/۰۴	۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۳	۰
Al_2O_3	۲۴/۷	۲۷/۲۱	۲۷/۱۶	۲۶/۲۲	۲۷/۷۷	۲۸/۲۸	۲۹/۵۱	۳۲/۱۷	۲۹	۲۷/۶۱
FeO	۰/۲۷	۰/۲	۰/۳۲	۰/۳	۰/۲۸	۰/۳۲	۰/۳	۰/۳۸	۰/۳۱	۰/۳۶
MnO	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۲	۰	۰
MgO	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲
CaO	۵/۷۸	۹/۵۸	۸/۷۸	۷/۰۴	۹/۹۳	۱۰/۱	۱۱/۳۵	۱۴/۵۲	۱۱/۰۸	۹/۱۳
Na_2O	۶/۲۷	۶/۵۲	۶/۷	۶/۷۶	۵/۵۸	۵/۹	۵/۱۴	۳/۲۹	۵/۲۸	۶/۳۹
K_2O	۰/۷۳	۰/۳	۰/۲۴	۰/۶۴	۰/۳	۰/۴	۰/۳۳	۰/۱۴	۰/۳۷	۰/۳۹
Cr_2O_3	۰/۰۲	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰	۰/۰۴	۰	۰
مجموع	۹۹/۴۱	۱۰۰/۲۳	۱۰۰/۳	۹۹/۷۷	۹۸/۹۹	۱۰۰/۸۶	۱۰۰/۹۴	۱۰۰/۸۹	۱۰۰/۴۱	۱۰۰/۰۳
Si	۲/۷۴	۲/۵۴	۲/۵۶	۲/۶۳	۲/۵۱	۲/۵	۲/۴۳	۲/۲۸	۲/۴۵	۲/۵۳
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al	۱/۲۹	۱/۴۴	۱/۴۳	۱/۳۸	۱/۴۹	۱/۴۹	۱/۵۶	۱/۷۲	۱/۵۴	۱/۴۷
Fe2+	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ca	۰/۲۸	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۳۴	۰/۴۸	۰/۴۸	۰/۵۵	۰/۷	۰/۵۴	۰/۴۴
Na	۰/۵۴	۰/۵۷	۰/۵۸	۰/۵۹	۰/۴۹	۰/۵۱	۰/۴۵	۰/۲۹	۰/۴۶	۰/۵۶
K	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
مجموع	۴/۹	۵/۰۳	۵/۰۲	۴/۹۹	۵	۵/۰۲	۵/۰۲	۵/۰۱	۵/۰۲	۵/۰۳
Ab	۰/۶۳	۰/۵۴	۰/۵۷	۰/۶۱	۰/۵	۰/۵	۰/۴۴	۰/۲۹	۰/۴۵	۰/۵۵
Or	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
An	۰/۳۲	۰/۴۴	۰/۴۱	۰/۳۵	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۵۴	۰/۷	۰/۵۳	۰/۴۳

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.2.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.17]



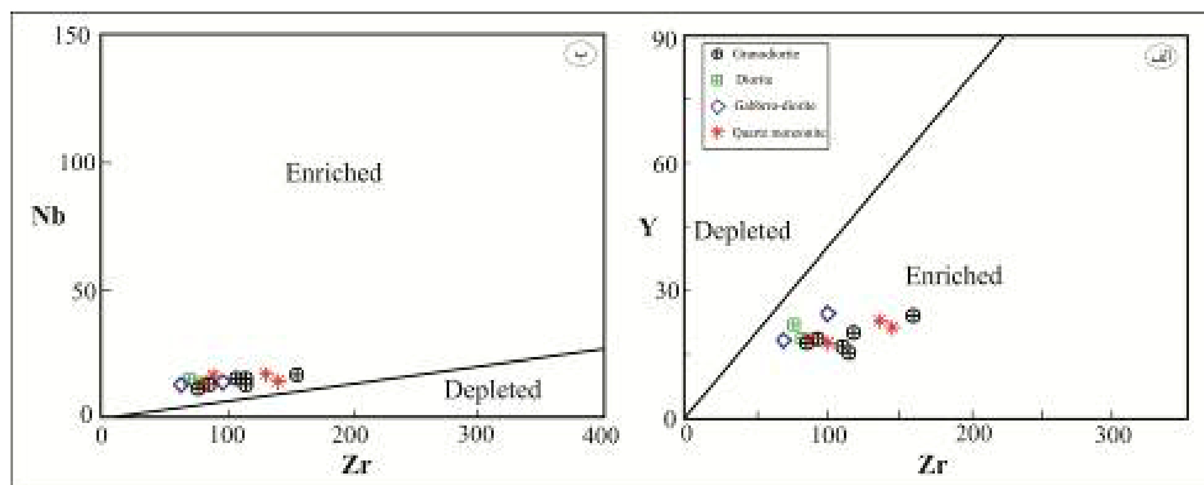
شکل ۱۲ نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار-ناسازگار و سازگار-ناسازگار نسبت به هم یکدیگر در سنگ‌های نفوذی شهرک [۲۴].

سنگ‌های توده نفوذی شهرک از عناصر ناسازگار مانند Rb، Thو U غنی شده‌اند که نشان دهنده‌ی مشارکت سنگ‌های پوسته‌ای در ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست. در واقع، غنی-شدگی از Th، K و Rb و نیز تهی‌شدگی از Sr، Ti و P از ویژگی‌های ماگماهای پوسته‌ای است [۲۵] و می‌تواند نشان دهنده‌ی آغشتگی با پوسته طی دگرگونی‌های ماگمایی باشد. فراوانی عناصر HFSE و HREE در مذاب‌های برآمده از گوشته در فرورانش بیشتر به واسطه‌ی ترکیب آن گوشته پیش از فرورانش کنترل می شود، در حالی که مقادیر عناصر Ba، Th و LREEها می توانند توسط مذاب های سیلیکاتی ناشی از رسوب‌ها بر سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده منتقل شوند [۲۶]. نسبت Zr/Nb در سنگ‌های پوسته بالا و حدود ۲۲ تا ۲۵ گزارش شده است [۲۷] در حالی که این نسبت در سنگ‌های نفوذی مورد بررسی بین ۱۳ تا ۲۱ است. همچنین نسبت Nb/U در نمونه‌های مورد بررسی حدود ۵٫۳-۱٫۷ است که آشکارا از مقدار آن در بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی و بازالت‌های جزایر قوسی (به ترتیب ۴۷ و ۲۷) پایین‌تر است [۲۸]. این امر می‌تواند بیانگر حضور مواد پوسته‌ای در منبع باشد [۲۹].

برای تعیین میزان تهی شدگی یا غنی‌شدگی سنگ‌های منطقه مورد بررسی از نسبت‌های عناصر ناسازگار Nb نسبت به Zr و Y نسبت به Zr [۳۰] استفاده شده است (شکل ۱۳). این عناصر بدلیل تحرک بسیار پایین می‌توانند برای تفسیر سنگ-زایی سنگ‌های آذرین حتی با درجه دگرسانی بالا مفید باشند [۳۱]. با توجه به نمودارهای شکل ۱۳، ماگمای سنگ‌های نفوذی مورد بررسی از گوشته غنی شده ناشی شده است. عناصر کمیاب نسبت به عناصر اصلی کارآیی بهتری در تمایز فرآیندهای سنگ‌شناسی دارند. در نمودار توزیع عناصر بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۲] (شکل ۱۴ الف)، الگوی تغییرات عناصر کمیاب به صورت موازی است که بیانگر خاستگاه

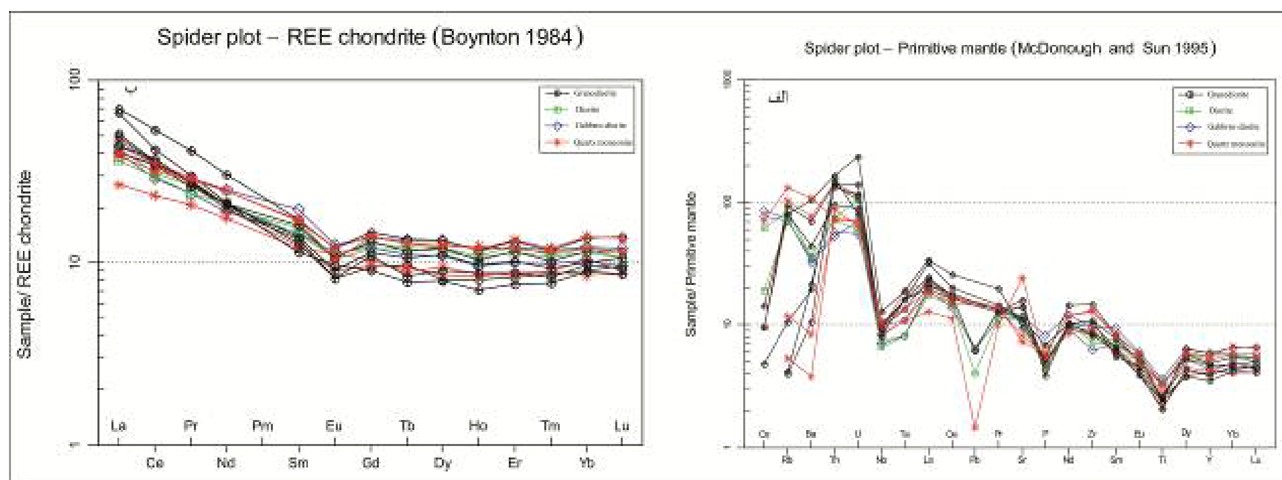
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.2.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.17]

مشترک همه این سنگ‌هاست. براساس این نمودار همچنین عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصرخاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این غنی شدگی می‌تواند نتیجه عملکرد دو فرآیند آلودگی پوسته‌ای و ذوب بخشی گوشته غنی شده باشد [۳۳]. براساس نسبت‌های (La_N/Yb_N), (La_N/Sm_N) و (Ce_N/Yb_N) می‌توان درجه تفکیک و جدایش را به ترتیب برای REE, LREE و HREE تعیین کرد. این نسبت‌ها به ترتیب برای سنگ‌های مورد بررسی ۲٫۸۸-۶٫۸۶، ۲٫۲۲-۵٫۲۵ و ۲٫۴۹-۴٫۳۲ به دست آمد. شیب الگوی عناصر خاکی نادر (REE) می‌تواند نشان‌دهنده میزان ذوب‌بخشی باشد، به این صورت که برای درجه‌های بسیار پایین ذوب‌بخشی، شیب این منحنی‌ها بالاست و عناصر خاکی نادر سبک غنی‌شدگی بسیار بیشتری را نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین نشان می‌دهند. در حالی که با افزایش درجه ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سنگین کاسته می‌شود [۳۳]. در نمودار بهنجار شده REEها نسبت به کندریت، تمرکز پایین HREEها نسبت به LREEها بر اثر عواملی چون درجه پایین ذوب‌بخشی، وجود گارنت باقی‌مانده در سنگ خاستگاه و آلودگی ماگما بوجود می‌آید. همچنین الگوی مسطح HREEها می‌تواند بیانگر فاز برجامانده آمفیبول طی ذوب‌بخشی پوسته زیرین مافیک باشد [۳۴]. بی هنجاری منفی Eu در نتیجه جدا شدن پلاژیوکلاژ و یا فلدسپات پتاسیم‌دار از مذاب فلسی چه در اثر جدایش بلوری و چه به علت ذوب‌بخشی (که در آن فلدسپات در تفاله باقی می‌ماند) است [۳۵]. در نمودار توزیع عناصر بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۳۰] (شکل ۱۴ ب)، بی هنجاری‌های منفی آشکاری از Ti, Nb, P,Ta و همچنین بی هنجاری مثبت U و Th دیده می‌شود که از توده‌های نفوذی درکمان‌های قاره‌ای محسوب می‌شود [۳۶، ۳۷]. در این نمودار، Cs تغییرات بسیاری نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهد. بی هنجاری منفی Ti به نقش اکسیدهای Fe-Ti اشاره دارد [۳۸]. این بی‌هنجاری با وارد شدن Ti به ساختار کانی‌هایی مانند تیتانومنیتیت در مراحل اولیه جدایش، می‌تواند ایجاد شود. در فعالیت‌های ماگمایی وابسته به فرورانش، گریزندگی بالای اکسیژن در پهنه فرورانش باعث تهی‌شدگی Ti می‌شود. هنگامی که گریزندگی اکسیژن بالا باشد، تخلیه فازهای دربردارنده Ti در مذاب‌های برآمده از منطقه فرورانش نیازمند دمای بالایی است [۳۹]. همچنین آمفیبول، آپاتیت، زیرکن، ایلمنیت، اسفن، مونازیت و روتیل از جمله کانی‌های بسیار مهم برای این عناصر در گوشته بالایی هستند و می‌توانند بی هنجاری این عناصر در فعالیت ماگمایی وابسته به فرورانش را کنترل کنند [۴۰]. تهی‌شدگی P نیز نشان دهنده تبلور فاز آپاتیت طی تبلور است. بی هنجاری منفی Nb که در همه نمودارهای بهنجار شده شکل ۱۴ دیده می‌شود، شاخص سنگ‌های قاره‌ای بوده و ممکن است نشان‌دهنده نقش پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد [۴۱].



شکل ۱۳ الف) نمودار N-Zr و ب) نمودار Y-Zr برای تفکیک خاستگاه غنی شده و تهی شده و جایگاه سنگ‌های مورد بررسی بر آنها [۳۰].

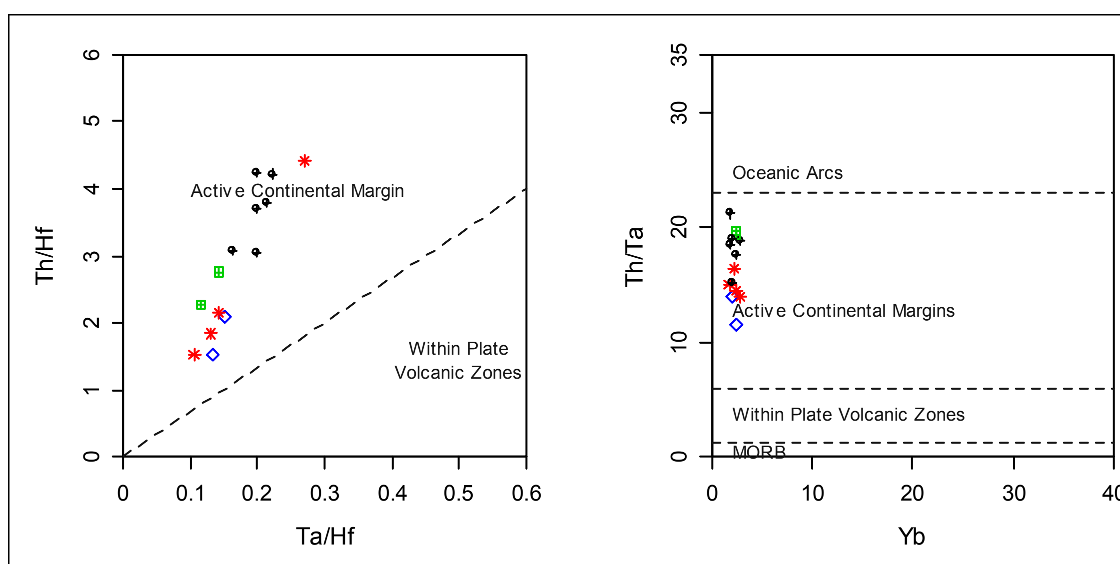
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.2.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.17]



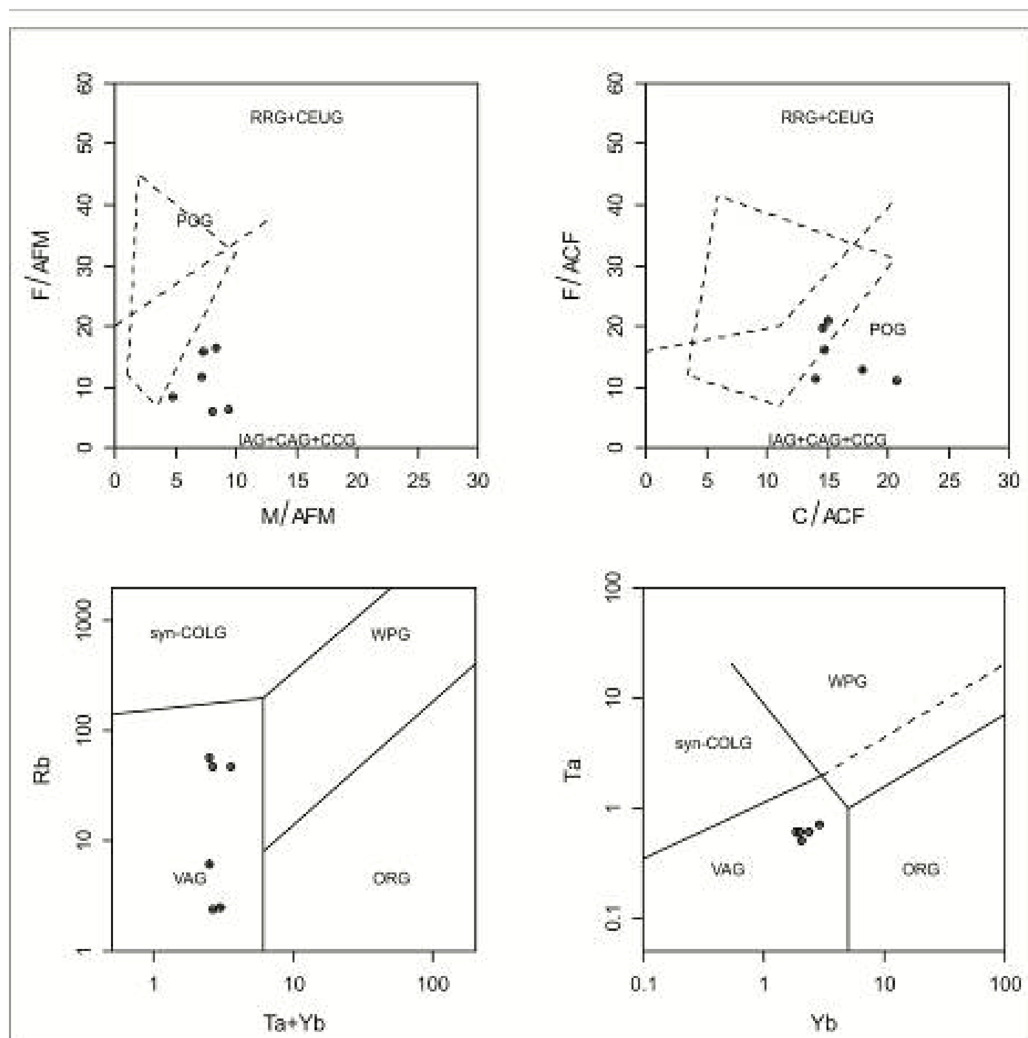
شکل ۱۴ الف) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب و ب) بهنجار شده بر گوشته اولیه [۳۰] بهنجار شده بر پایه کندریت [۳۲].

جایگاه زمین‌ساختی و سنگ‌زایی

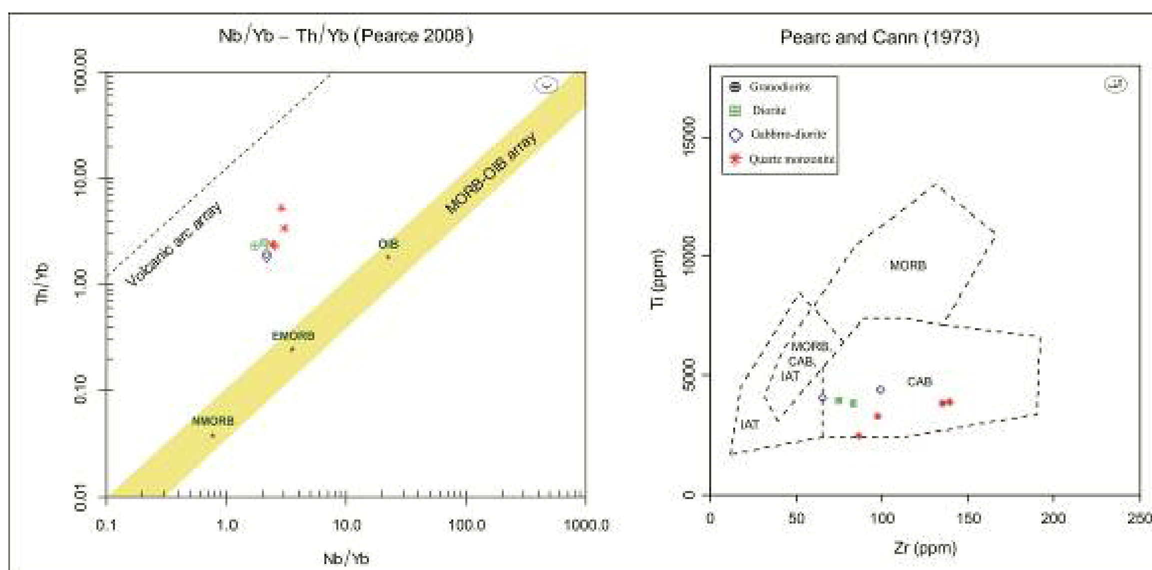
برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی از عناصر کمیاب مختلفی استفاده شد. در نمودارهای ارائه شده در مرجع [۴۲]، همه سنگ‌های مورد بررسی در گستره کرانه فعال قاره‌ای قرار دارند (شکل ۱۵). در نمودار تفکیک زمین‌ساختی گرانیتوئیدها براساس اکسیدهای اصلی FeO_t+MgO نسبت به CaO و نمودار FeO_t نسبت به MgO [۴۳]، سنگ‌های گرانودیوریتی مورد بررسی در گستره گروه (CCG، CAG، IAG) واقع می‌شوند. قرارگیری گرانیتوئیدهای مورد نظر در گستره گرانیت‌های کوهزایی، آن‌ها را از گرانیت‌های غیرکوهزایی متمایز می‌کند (شکل ۱۶). همچنین در تفکیک زمین‌ساختی گرانیتوئیدها براساس عناصر کمیاب، گرانودیوریت‌های مورد بررسی بر نمودارهای تغییرات Ta نسبت به Yb و تغییرات Rb نسبت به Yb+Ta [۴۴] در گستره گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) قرار دارند. در نمودارهای مراجع [۴۵،۴۶] برای سنگ‌های گابرودیوریت تا مونزونیت توده نفوذی شهرک، نمونه‌های مورد بررسی در گستره قوس آتشفشانی و بازالت‌های آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۱۷).



شکل ۱۵ نمودارهای تعیین جایگاه زمین ساختی همه نمونه‌های توده نفوذی شهرک بر اساس عناصر کمیاب [۴۲].



شکل ۱۶ تفکیک زمین‌ساختی گرانیتوئیدها با استفاده از الف) نمودار FeOt+MgO نسبت به CaO و ب) نمودار FeOt نسبت به MgO [۴۳] و جایگاه نمونه‌ها بر آن. پ- نمودار تغییرات Ta نسبت به Yb، و ت) تغییرات Rb نسبت به Ta+Yb [۴۴].



شکل ۱۷ جایگاه نمونه‌های گابرودیوریت تا مونزونیت توده نفوذی شهرک الف) بر نمودار Ti-Zr [۴۵] و ب) بر نمودار Th-(Nb/Yb) [۴۶].

همچنین از مجموعه شواهد زیر نیز می‌توان برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل توده نفوذی شهرک استفاده کرد: ۱- نسبت پایین Nb/Y (۰٫۱۸-۰٫۳۶) و تهی شدگی از عناصر HFSE، از ویژگی سنگ‌های تشکیل شده در قوس‌های ماگمایی وابسته به فرورانش است [۴۷]. ۲- به عقیده نیوتون و همکاران [۴۸]، مقدار بالای Ba/Nb (بیش از ۲۸) شاخص سنگ‌های تشکیل‌شده در قوس‌های ماگمایی مربوط به فرورانش است، چرا که عناصر HFSE مانند Ti . Nb, Ta در قطعه فرورانده نگه داشته شده و این در حالی است که عناصر LILE مانند Rb, Sr, Ba و K به آسانی به بخش بالایی مذاب گوشته‌ای وارد می‌شوند [۴۷]. میانگین این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی حدود ۴۷ بیش از ۲۸ است. ۳- دو عنصر Th و Ta به دلیل رفتار مشابه طی فرآیندهای ذوب و تبلور می‌توانند ابزار مفید دیگری برای تعیین محیط زمین‌ساختی و خاستگاه باشند [۴۹]. مقدار پایین Th/Ta (حدود ۱٫۲) نشانگر محیط زمین‌ساختی کششی مانند کافت‌های گسترش کف بستر اقیانوسی و یا فعالیت ماگمایی درون صفحه‌ای و مقدار بالای Th/Ta (بیش از ۶) بیانگر محیط زمین‌ساختی کرانه‌های همگرا و محیط فرورانشی است. این نسبت در سنگ‌های مورد بررسی حدود ۱۱٫۵ تا ۲۱ و تایید کننده محیط فرورانشی است.

برداشت

توده نفوذی منطقه شهرک واقع در پهنه ارومیه-دختر با ترکیب سنگ‌شناسی متنوع شامل مونزوگابرو، مونزودیوریت، مونزونیت و گرانودیوریت به درون واحدهای رسوبی ائوسن و الیگومیوسن و دگرگونه‌های کرتاسه و پرکامبرین نفوذ کرده است و به همین دلیل سنی پس از الیگوسن-میوسن (میوسن پسین) به آنها نسبت داده شده است. بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی، ترکیب سنگ‌شناسی این توده شامل گابرودیوریت-مونزوگابرو، دیوریت-مونزودیوریت، مونزونیت-کوارتزمونزونیت و گرانودیوریت است. کانی‌های غالب در ترکیب این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، فلدسپار پتاسیم و کوارتز است. ترکیب پلاژیوکلازها در این توده متغیر است و از آندزین تا بیتونیت تغییر می‌کند. فلدسپارهای قلیایی در گستره ارتوکلاز، کلینوپیروکسن‌ها در گستره اوژیت و کلینوانستاتیت قرار می‌گیرند. دمای جایگیری توده نفوذی مورد بررسی، بر اساس دمای تشکیل پیروکسن‌ها ۹۰۰ تا ۱۲۵۰ محاسبه شده و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها حدود ۶ تا ۱۰ کیلوبار برآورد شده است. ماگمای سازنده پیروکسن‌ها در گروه نیمه قلیایی قرار دارد و این نتیجه با ترکیب آهکی قلیایی سنگ‌های نفوذی شهرک که بر اساس ترکیب سنگ کل به دست آمده است همخوانی دارد. نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی تشکیل پیروکسن‌ها که با نتایج به دست آمده از بررسی‌های زمین‌شیمی سنگ کل همخوانی دارد گویای ارتباط نمونه‌ها با فرایند فرورانش است. بر اساس بررسی‌های انجام شده، مقدار آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌ها بین ۲٫۵ تا ۱۰ درصد و در گستره فشار ۵ کیلوبار بوده است.

بررسی‌های زمین شیمیایی نشان داد که ماگمای مادر مجموعه نفوذی آهکی قلیایی و آهکی قلیایی پتاسیم بالاست. شواهد سنگ‌شناسی نشان می‌دهند که در تشکیل سنگ‌های منطقه فرآیند جدایش از گابرودیوریت به گرانودیوریت نقش اصلی را داشته است. غنی‌شدگی LILEها و همچنین افت عناصر HFSE در الگوی توزیع عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی، ویژگی سنگ‌های وابسته به محیط فرورانش را نشان می‌دهند. در نمودارهای عنکبوتی عناصر LREE نسبت به HREE دارای غنی‌شدگی هستند که این ویژگی‌ها نیز در سنگ‌های مناطق فرورانش و کرانه‌ها فعال قاره‌ای دیده می‌شوند.

مراجع

[1] Azizi shotorkhaft H., *"Petrogenesis of Contact metamorphic rocks and associated iron skarn in the Shahrak Area (East of Takab)"*, PhD thesis, University of Tehran (2003).

[2] Salemi R., *"The Study of fluids inclusion and geochemistry in the Korcora-1 iron ore deposit (Shahrak, East of Takab)"*, Master's thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan (2003).

[3] Fonoudi M., *"Geological Map of Takab (1:100000)"*, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (1998).

[4] Fonoudi M., *"Geological Map of Yasoukand (Ghodjour) (1:100000)"*, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (2000).

[5] Ghasemi A., Talbot C. J., *"A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.2.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.17]

[15] Green T. H., *"Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 34(2) (1972) 150-166.

[16] Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series*", Earth and Planetary Science Letters, 59(1) (1982) 139-154.

[17] Loucks R. R., *"Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene*", Geology, 18(4) (1990) 346-349.

[18] Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., *"The interpretation of igneous rocks*", George Allen and Unwin (1979).

[19] De La Roche H., Leterrier J. T., Grandclaude P., Marchal M., *"A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses—its relationships with current nomenclature*", Chemical geology, 29(1-4), 183-210.

[20] Mryashiro A., *"Volcanic rock series in island arcs and active continental margins*", Amer. Jour. Sci., 274 (1974) 321-355.

[21] Shand S. J., *"Eruptive rocks: their genesis, composition, classification*", and their relation to ore deposits with a chaper on meteorites No. 552.1 S43 (1943).

[22] Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce, J. A., Mitchell, S. F., *"Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram*", Journal of petrology, 48(12) (2007) 2341-2357.

[23] Harker A., *"The natural history of igneous rocks Methneu*", London. 344p (1909).

[24] Rogers G., Hawkesworth C. J., *"A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge*", Earth and Planetary Science Letters, 91(3-4) (1989) 271-285.

[25] Chappell B. W., White A. J. R., *"I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt*", Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 83(1-2) (1992) 1-26.

(Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 26(6), (2006) 683-693.

[6] Sepahi A. A., Athari S. F., *"Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Zagros Orogen, Iran: with emphasis on A-type granitoids from the SE Saqqez area*", Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry, 183(1) (2006) 93-106.

[7] Esfahani M. M., Khalili M., *"Petrology of the Molataleb village granitoid (North of Aligudarz), NW of Isfahan, low temperature peraluminous I-type*" Petrology (2228-5210) (2014) 5(17).

[8] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A. A., Shang C. K., Abedini M. V., *"Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism*", Journal of Asian Earth Sciences, 39(6) (2010) 668-683.

[9] Alavi M., Amidi M., Tatavosian Sh., *"Geological Map of Takab (1:250000)*", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (1982).

[10] Zussman J., Howie R. A., Deer W. A., *"An introduction to the rock forming minerals. Longman Group Ltd, New York, p 698Defant MJ, Drummond MS (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere*". Nature, 347, 662665Della.

[11] Morimoto N., *"Nomenclature of pyroxenes*", Mineralogy and Petrology, 39(1) (1988) 55-76.

[12] Rock N. M. S., *"The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme: computerization and its consequences*", Mineralogy and Petrology, 43(2) (1990) 99-119.

[13] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations",* GFF, 119(1) (1997) 55-60.

[14] Helz R. T., *"Phase relations of basalts in their melting range at PH2O= 5 kb as a function of oxygen fugacity: part I. Mafic phases*", Journal of Petrology, 14(2) (1973) 249-302.

[26] Tiepolo M., Tribuzio R., Vannucci R., *"The compositions of mantle-derived melts developed during the Alpine continental collision"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 144(1) (2002) 1-15.

[27] Thie´blemont D., Tegyey M., *"Une discrimination ge´ochimique des roches diffe´rencie´es te´moin de la diversited'origine et de situation tectonique des magmas calco-alkalins. Compte Rendu des Academies des Sciences"*, Paris, Science, Se´rie II. 319(1994) 87–94.Treuil N.T.

[28] Hofmann A. W., Jochum K. P., Seufert M., White W. M., *"Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution"*, Earth and Planetary science letters, 79(1-2) (1986) 33-45.

[29] Yang J. H., Chung S. L., Wilde S. A., Wu F. Y., Chu M. F., Lo C. H., Fan H. R., *"Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological, geochemical and Nd–Sr isotopic evidence"*, Chemical Geology, 214(1-2) (2005) 99-125.

[30] Sun S. S., McDonough W. S., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes"*, Geological Society, London, Special Publications, 42(1) (1989) 313-345.

[31] Widdowson M., Pringle M. S., Fernandez O. A., *"A post K–T boundary (Early Palaeocene) age for Deccan-type feeder dykes"*, Goa, India. Journal of Petrology, 41(7) (2000) 1177-1194.

[32] Boynton W. V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies"*, In Developments in geochemistry(Vol. 2, pp. 63-114). Elsevier.

[33] Srivastava R. K., Singh R. K., *"Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism"*, Journal of Asian Earth Sciences, 23(3) (2004) 373-389.

[34] Zhao Z. F., Zheng Y. F., Wei C. S., Wu Y. B., *"Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U–Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust"*. Lithos, 93(3-4), 248-272.

[35] Rollinson H. R., *"Using geochemical data: evaluation, presentation"*, interpretation. Routledge (2014).

[36] Wang, K. L., Chung S. L., O'reilly S. Y., Sun S. S., Shinjo R., Chen C. H., *"Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region"*, Journal of Petrology, 45(5), 975-1011.

[37] Richards J. P., Boyce A. J., Pringle M. S., *"Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization"*, Economic Geology, 96(2) 271-305.

[38] Rollinson H. R., *"Discriminating between tectonic environments using geochemical data. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation"*, Interpretation. Longman Scientific & Technical, Essex, UK, (1993) 171-214.

[39] Edwards C. M., Menzies M. A., Thirlwall M. F., Morris J. D., Leeman W. P., Harmon R. S., *"The Transition to Potassic Alkaline Volcanism in Island Arcs: The Ringgit—Beser Complex, East Java, Indonesia"*, Journal of Petrology, 35(6), 1557-1595.

[40] Wilson B. M., *"Igneous petrogenesis a global tectonic approach"*, Springer Science & Business Media, (2007) 466p.

[41] Saunders A. D., Storey M., Kent R. W., Norry M. J., *"Consequences of plume-lithosphere interactions"*, Geological Society, London, Special Publications, 68(1), 41-60.

[42] Schandl E. S., Gorton M. P., *"Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments"*, Economic Geology, 97(3) (2002) 629-642.

[43] Maniar P. D., Piccoli P. M., *"Tectonic discrimination of granitoids"*, Geological society of America bulletin, 101(5) (1989) 635-643.

[44] Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A. G. *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks"*, Journal of petrology, 25(4) (1984) 956-983.

[45] Pearce J. A., Cann J. R., *"Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace*

[48] Fitton J. G., James D., Kempton P. D., Ormerod D. S., Leeman W. P., *"The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States*", Journal of Petrology, (1), 331-349..

[49] Treuil M. I. C. H. E. L., Joron J. L., *"Utilisation des elements hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques: exemples de l'Afar et de la dorsale médio-atlantique*", Soc. Ital. Miner. Petrol, 31, 125-174.

element analyses", Earth and planetary science letters, 19(2) (1973) 290-300.

[46] Pearce J. A., *"Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust*", Lithos, 100(1-4) (2008) 14-48.

[47] Pearce J. A., *"Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins*",(1983).